造山带与盆地

鄂尔多斯盆地西南缘地质特征及其与秦岭造山带的关系

周鼎武　赵重远　李银德　翦万筹　叶俭　陈刚　著

质出版社

OROGENIC BELT AND BASIN

GEOLOGICAL FEATURES OF SOUTHWEST MARGIN OF ORDOS BASIN AND ITS RELATIONSHIPS WITH QINLING OROGENIC BELT

ZHOU DINGWU ZHAO CHONGYUAN LI YINDE
JIAN WANCHOU YE JIAN CHEN GANG

GEOLOGICAL PUBLISHING HOUSE
BEIJING

ISBN 7-116-01679-1



ISBN 7-116-01679-1
P·1357定价：9.80元



西北大学地质研究所与长庆石油勘探局合作研究项目
国家自然科学基金资助秦岭项目

鄂尔多斯盆地西南缘地质特征及其与秦岭造山带的关系

周鼎武　赵重远　李银德
翦万筹　叶　俭　陈　刚　著

地质出版社
北　京

（京）新登字 085 号

内 容 简 介

作者在对鄂尔多斯盆地西南缘的地质构造进行了深入研究并提出新认识的基础上，首次将其与秦岭造山带的形成演化相结合，进行了多学科的综合研究，无论是在研究思路还是在研究方法上均有新的突破。本书资料翔实，立论有据，为拓宽油、气勘探领域提供了理论根据，对于从事构造地质研究和石油地质研究的野外地质工作者以及地质院校师生均具参考价值。

图书在版编目（CIP）数据

鄂尔多斯盆地西南缘地质特征及其与秦岭造山带的关系/周鼎武等著。—北京：地质出版社，1994.7

ISBN 7-116-01679-1

Ⅰ.鄂… Ⅱ.周… Ⅲ.①地质构造-鄂尔多斯盆地-关系-造山运动-秦岭②地质构造-鄂尔多斯盆地-关系-褶皱带-秦岭 Ⅳ.P562.26

中国版本图书馆 CIP 数据核字（94）第 05554 号

鄂尔多斯盆地西南缘地质特征
及其与秦岭造山带的关系

周鼎武 赵重远 李银德 葛万筹 叶 俭 陈 刚 著

*

责任编辑：江晓庆

地质出版社 出版发行

（100013，北京和平里 7 区十楼）

北京地质印刷厂印刷

新华书店总店科技发行所经销

*

开本：$787\times1092^{1}/_{16}$ 印张：11.625 插页：3 页 铜版图：4 页 字数：24.8 万

1994 年 7 月北京第一版 · 1994 年 7 月北京第一次印刷

印数：1—500 册 国内定价：9.80 元

ISBN-116-01679-1
P · 1357

序

鄂尔多斯盆地即陕甘宁盆地，其西南缘的地质构造历来为地质学家所关注，对它和秦岭造山带的关系，以及千阳—麟游—岐山—乾县—礼泉一带亦即渭北隆起西段的地层构造一直众说纷纭。50年代初，李四光、李春昱指出渭河盆地北缘存在逆断层或地层挤压现象；60年代，王存诚认为渭河地堑北侧是北秦岭加里东褶皱带的边缘地带；80年代，刘光勋认为："渭河盆地北缘不仅存在挤压构造，而且是规模较大、延续性好的挤压构造带，其形成时代应在白垩纪末期"，张抗也持此说。

80年代后期，长庆石油勘探局根据其油、气协调发展的需要，提出立足鄂尔多斯盆地，放眼四个地质视野的问题，即分析古特提斯对鄂尔多斯盆地的影响，探讨吕梁隆起与鄂尔多斯盆地的关系以及贺兰坳拉谷对鄂尔多斯盆地的控制作用，研究阴山断褶带对鄂尔多斯盆地的影响。鄂尔多斯盆地西南缘的地质构造遂又一次成为石油地质研究的热点。《鄂尔多斯盆地西南缘地质特征及其与秦岭造山带的关系》这一专著就是近几年来西北大学与长庆石油勘探局合作研究的结晶。

该书内容丰富、资料翔实、论据充分、观点鲜明，其主要特点有以下三点。一是在研究方法上，采用大比例尺填图、构造地质剖面测量和小构造与显微构造分析相结合，同时利用重力、磁力、卫星照片等资料，综合分析、重点研究加里东期的构造变形特征、构造组合样式及区域构造背景。二是在研究思路上，打破现今的构造单元框架，以板块构造理论为指导，将地层沉积与构造变形相结合，肯定研究区内青白口系和震旦系的存在；并认为青白口系以浅海沉积为主，兼有滑塌-崩塌沉积；震旦系为滨海水下扇沉积伴礁前崩塌沉积；沉积的构造背景是区域拉张-断陷作用。三是将研究区的地质构造特征与秦岭造山带的形成、演化密切相结合，进行了多学科综合分析，认为元古宙时，本区为被动大陆边缘，经晋宁地壳运动而抬升；震旦纪时为陆缘裂陷槽；早古生代为弧后盆地的陆缘海，加里东期发生弧-陆碰撞，成为北秦岭的前陆褶皱带；海西期该区和东秦岭一起经历了陆-陆斜向碰撞，大规模左行走滑造山，促使华北古陆块与扬子古陆块固结为中国东部的统一陆块；中石炭世至中三叠世，该区处于古特提斯东端的陆内裂陷槽北侧；印支期、燕山期，本区经历了陆内造山过程，其北界为草碧-老龙山-圣人桥逆冲带；喜马拉雅期的伸展裂陷作用造成渭河地堑，从而分隔、掩盖了老的构造格局。以上论述表明，该区基底为华北克拉通地块的组成部分，而沉积盖层分属不同构造层，具有不同构造组合，应属秦岭造山带的组成部分。如此，则鄂尔多斯盆地的西南边界应随之北移。

总之，本书的问世，既为造山带与盆地的研究增加了新的篇章，也为拓宽油、气勘探人员的视野提供了理论根据。余读书稿，每受解惑，感慨系之，谨以为序。

杨俊杰

1993、9

目　录

CONTENTS

前 言

1986年，西北大学地质研究所所长赵重远教授受长庆石油勘探局勘探开发研究院委托，就“陕甘宁盆地的形成演化与油气生移聚散的关系”问题与该院共同组队进行研究。在工作过程中发现盆地西南缘，即渭北隆起西段，地质情况比较复杂，该区出露的一套巨厚的粗碎屑岩不仅地质时代和沉积环境争议较大，而且构造面貌也很不清楚。

当时曾安排在校研究生李智民专门到该地进行工作。工作中曾请专事前寒武纪地层研究的翦万筹教授和专事秦岭造山带研究的周鼎武副教授分别在地层学和构造地质学方面予以指导。经过一年多的野外调查和室内研究，进一步确定该套粗碎屑岩的时代为晚前寒武纪，分属青白口纪和震旦纪。其沉积环境为具有崩塌与滑塌沉积的陆缘裂陷环境。加里东运动在该区表现十分强烈，并且在区域上与秦岭造山带有极为密切的关系。但限于时间和经费之不足，未能对上述问题进行更深入的研究。

1988年该项目结束后，赵重远教授就盆地西南缘尚存在的地质问题向杨俊杰副局长和李银德院长做了汇报。考虑到该地区为陕甘宁盆地地质结构不可缺少的组成部分，在盆地及周围地区地质构造都已基本搞清的情况下，留下一段尚不十分清楚的区段，有碍于对西南缘的深入探讨，颇有美中不足之感，因此，赵重远教授建议再立项就此进行专题研究。

1989年2月在杨俊杰局长支持下，签订了为期二年，由西北大学地质研究所和长庆石油勘探局合作进行“鄂尔多斯盆地西南缘(渭北隆起西段)地质构造研究”的协议书。考虑到研究区与秦岭构造带隔渭河地堑紧密邻接的特殊关系，项目自然地与正在实施的、由张国伟教授负责的国家基金资助的秦岭造山带项目密切配合，协同研究。

根据双方协议，杨俊杰副局长担任该项目技术顾问，由赵重远教授负责组队主持全面工作，并同安三元教授指导区域地质和构造地质研究，周鼎武副教授和李银德院长具体负责区域地质、构造地质研究，翦万筹教授负责地层学研究，叶俭教授负责沉积相及沉积环境研究。同时，在校研究生陈刚自始至终参加了本项工作，除进行构造研究外，还负责填制地质构造图的工作。

本项目研究范围西起千阳，东至嵯峨山，南以渭河地堑北侧断裂为界，北至二叠系与下伏地层的不整合界线。研究的内容主要有以下五项：

(1)渭北隆起西段的构造特征及展布格局；

(2)渭北隆起西段构造发展历史，重点研究“唐王陵砾岩”的形成环境及其地质意义，加里东和燕山两期构造的构造样式、相互关系和空间展布特征；

(3)渭北隆起西段地质构造与周围地质构造的发展演化关系；

(4)查清秦岭造山带以至更大范围特提斯构造区构造活动对鄂尔多斯盆地西南缘的影响；

(5)配合上述研究填构造图(1：50000)1000km²。

通过两年的工作，已完成了以上任务，并取得了如下成果和认识。

在地层研究方面，确定出露在宝鸡冯家山水库南的变质基性火山岩时代属中元古宙，可与小秦岭和豫西的熊耳群相对比，属裂谷火山岩。确定与之以断层相接触的浅变质沉积岩系为青白口系南曹德组，而不是熊耳群组成部分。出露在泾河以西礼泉、乾县、凤翔和千阳一带，以唐王陵剖面为代表的一套下部为页岩、灰岩、砂岩和砾岩层，上部为砾岩和副砾岩层的地层时代属晚元古宙而不是奥陶纪，并分属青白口纪和震旦纪。青白口系分为南曹德组、庄河沟组和皇坪组，震旦系称昭陵组，可与相邻地区特别是小秦岭地区进行对比。青白口系与震旦系以假整合关系接触，代表晋宁运动且表现为一抬升的造陆运动。

在沉积环境方面，确定青白口系以浅海环境为主，间有水道及滑塌和崩塌沉积。震旦系为滨浅海水下扇沉积，下部伴有礁前崩塌沉积，是与区域拉张-断陷作用密切相关的粗碎屑沉积。

在构造和地质演化方面，确定研究区不同时期沉积盖层具有不同地壳深度层次、不同构造组合特征和不固定的构造边界。就基底而言，本区为华北克拉通地块的组成部分，但沉积盖层的建造和构造变形显然应为秦岭造山带的重要组成部分。因此对本区的构造属性及其与周围构造单元的关系从演化角度提出了新的认识。认为在元古宙时，本区为秦岭裂谷经进一步演化而成的被动大陆边缘的组成部分，并经晋宁运动而隆升。震旦纪时为陆缘裂陷槽，早古生代发展为弧后盆地北侧的陆缘海，华北陆块为陆表浅海。加里东运动使北秦岭发生弧-陆碰撞，本区成为北秦岭加里东造山带的前陆褶断带，北秦岭带拼贴增生于华北克拉通南缘并成为它的一部分，加里东期成为华北克拉通沉积环境变迁的重要转折期。此后，本区抬升，缺失志留纪、泥盆纪及早石炭世沉积，结束了华北陆块广阔的陆表浅海环境。

加里东运动之后，东秦岭在残余海槽（局部残留洋盆）、海盆基础上拉张伸展，中、晚泥盆世经历了广泛的海侵过程，并于早、中石炭世的早海西期经历陆-陆斜向碰撞、陆内大规模左行走滑而造山。华北陆块的持续隆升应与该期构造运动有关，造成二叠纪陆相沉积呈角度不整合覆于晚前寒武纪和早古生代地层之上，促使华北古陆块和扬子古陆块固结为中国东部统一陆块。晚石炭世至中三叠世，中国东部陆块已处于西南部的特提斯域本部和东南部的古太平洋特提斯域围限之中。受特提斯洋形成、发展的控制，晚石炭世—二叠纪秦岭区裂陷成为古特提斯洋本部北侧小洋盆向东伸入陆块的裂陷槽，呈近东西向分布，与古太平洋特提斯相连通。中国东部统一陆块总体沉降，华北区成为近海滨浅海盆地，扬子区则为广阔陆表浅海，于印支期秦岭陆内强烈造山而完全结束秦岭区的海相沉积历史。鄂尔多斯盆地西南缘当时只是南隆北降的古特提斯海的滨海沼泽盆地。

印支和燕山运动实质上是中国东部陆块内的一次持续的挤压造山过程，尤为突出的是它们造成华北陆块和扬子陆块沿秦岭活动带的强烈对挤，形成现今宏大的秦岭-大别大陆造山带。该造山带的北界不是宝鸡-洛南-栾川断裂，而是其北部以逆冲推覆为特征的断裂带，在鄂尔多斯盆地西南缘区，即为草碧-老龙山-圣人桥逆冲带。喜马拉雅期的伸展裂陷作用，使渭河地堑形成并分隔、掩盖了上述构造格局，造成鄂尔多斯盆地西南缘现今拉张-挤压构造共存的综合概貌。因此本区现今的挤压构造实为加里东、燕山期构造运动结果的综合反映。

本书是在该项目完成之后提交给长庆石油勘探局的研究报告的基础上编写的。由于鄂尔多斯盆地西南缘与秦岭构造带的特殊关系，我们首次将本研究区与秦岭造山带的形成演化密切联系在一起，进行了综合的分析探讨。研究区主要属沉积岩区，构造期次、变形特征及

其组合均清晰可辨，为深入探讨复杂变形变质的秦岭区的构造演化提供了重要信息。在编写过程中，由于周鼎武副教授长期参加由张国伟教授负责的国家自然科学基金资助的秦岭造山带研究项目，和国家自然科学基金资助的由他本人承担的秦岭元古宙地质综合研究项目，因此引用了大量已刊和部分未刊的秦岭研究资料；同时也得到了张国伟教授的悉心指导。张成立、孟庆仁、胡建民、薛峰、韩松、刘良、宋鸿儒、董云鹏等同志协同参加了秦岭研究工作。在研究过程中，还就有关问题同于在平副教授、孙勇副教授进行了有益的讨论，张泽军同志也给予了诸多帮助，借此向他们表示衷心感谢。应该说，本书是集地质系盆地和造山带不同方面研究人员的研究成果编写而成的，是含油气盆地研究和造山带研究密切配合的新一阶段的成果。

由于鄂尔多斯盆地西南缘地区第四系覆盖严重，地层露头很不连续，上前寒武系下部逆冲于下古生界之上，未能见顶，加之渭河地堑又断落了本区与北秦岭构造带之间的联系，致使本区仅为北秦岭加里东构造带的局部残片，再加之秦岭区的一些关键性基础地质问题尚不确定，所以还有许多问题难以查清。本书论述到的一些问题，因受观察上的限制和研究者的研究水平的限制而不能彻底解决；同时有些问题目前在认识上也不尽一致。但这些都不妨碍本书提出的基本观点。书中的不当之处在所难免，敬请读者批评指正。

本书的编写由赵重远教授主持、指导。第一、五章由周鼎武、李银德、赵重远执笔；第二章由翦万筹执笔；第三章由叶俭执笔；第四章由陈刚、赵重远、周鼎武执笔；第六章由赵重远、周鼎武执笔。全书由周鼎武统稿，赵重远审定。安三元教授审阅了初稿并提出了宝贵的意见和建议。

本项目是在长庆石油勘探局杨俊杰副局长亲自关怀下完成的。勘探开发研究院院长李银德、副院长宋国初、科委主任张葆荣、局地质处副处长雍应新等在工作中给予了很多帮助与支持，谨向他们表示最诚挚的感谢。

第一章　区域地质构造背景

鄂尔多斯盆地西南缘即渭北隆起西段地区，系指渭河地堑北侧，西起千阳，向东经麟游、永寿至嵯峨山(图1-1)。本区西邻贺兰-六盘山构造带，并与祁连构造带末端相接；南隔新生代渭河地堑与秦岭构造带相望。因其恰位于渭河地堑北侧断块降升区，故前二叠系得以较广泛出露。本区南部普遍出露寒武系、奥陶系，发育青白口系和震旦系。显生宙以来发育不同时期、不同构造环境的沉积建造，并经历了加里东期、燕山期和喜马拉雅期具有显著变形的不同方式、不同构造特征的构造发展过程，铸成现今综合的地质构造面貌。是探讨本区地

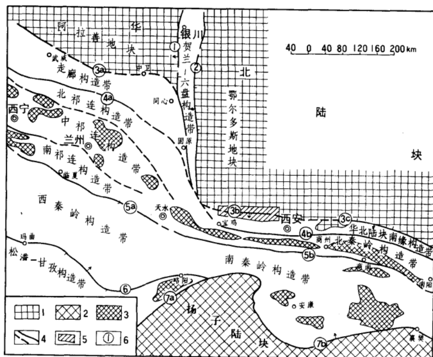


图1-1　鄂尔多斯盆地西南缘及邻区前新生代构造单元划分略图

1—华北陆块(吕梁期基底)；2—扬子陆块(晋宁期基底)；3—秦-祁构造带(前震旦基底)；4—断层和推测断层；5—研究区范围；6—主要断层及编号〔(1)贺兰山-青龙山-固原断层带，(2)桌子山-马家滩-平凉断层带，(3a)龙首山北缘断层带，(3b)草碧-老龙山-圣人桥断层带，(3c)潼关-宜阳-舞阳断层带，(4a)乌鞘岭-靖远断层带，(4b)宝鸡-洛阳-栾川断层带，(5a)临夏-天水断层带，(5b)商丹断层带，(6)玛曲-略阳断层带，(7a)北川-洋县断层带，(7b)城口-房县-襄樊断层带〕

质构造特征并联接相邻的活动构造带(秦-祁造山带)和稳定地块(鄂尔多斯地块),进行区域地质分析和形成演化探讨的良好场所。

由于本区黄土覆盖严重,除部分山地外,仅在黄土沟壑中出露基岩,因此地质研究程度相对较弱,加之渭河地堑的分隔,本区一直被视为稳定的鄂尔多斯地台的组成部分,既忽视了它是小秦岭区向西的延续,也未充分重视它与祁连-秦岭构造带在形成、发展过程中的有机联系。因此,长期以来,在本区的构造属性、地层划分对比、构造变形特征及其构造演化特征等基础地质问题上均存在较大争议。

据区域地质综合研究,本区西接贺兰-六盘构造带,南邻祁连-秦岭构造带,特别是本区恰位于华北陆块和扬子陆块强烈对挤、秦岭区大规模收缩变形的束状紧缩带北侧边缘(图1-1),因此本区地质-构造的发展、演化必然具有与上述区域尤其是祁连-秦岭构造带密切相关的特殊区域地质背景。沉积建造和构造变形的综合研究表明,本区虽具有与华北陆块统一的古老结晶基底和沉积盖层,但就沉积盖层的建造组成和构造变形,尤其是构造作用所显示的强烈变形特征来看,它应是秦岭造山带的重要组成部分,现今只不过因渭河地堑的断落,新生代沉积的覆盖掩盖了它们之间的自然联系。因此,要深入研究本区的基本地质构造特征及其发展演化,必须从本区 地质研究的客观实际出发,着眼于区域范围,特别要重视从祁连-秦岭构造带的形成演化对本区不同 地质阶段沉积建造和构造变形的时空关系的控制作用等方面进行深入探讨。

依据区域地表结构特征和前新生代地层岩石组合、构造变形特征综合分析,可将鄂尔多斯盆地西南缘及其邻区划分为下述构造单元(图1-1)。

华北陆块　在图区范围内主要由鄂尔多斯地块和阿拉善地块组成。鄂尔多斯地块的基本地质特征无需赘述,但阿拉善地块地质特征及其与鄂尔多斯地块的关系尚有争议。80年代末对阿拉善地块的深入研究表明,阿拉善地块的基底岩系是由太古界迭布斯格群和下元古界阿拉善群组成的(田其强,1982)。其中太古界地质体具有花岗-绿岩带的基本特征(杨振德、潘行适,1988),并经历了太古代末的阜平运动和早元古代末的中条运动两期强烈的构造-热事件的改造,构造变形复杂,岩浆活动、混合岩化强烈,组成复杂变质结晶基底杂岩系,与鄂尔多斯地块基底完全可以对比。现有研究结果表明,阿拉善地块与鄂尔多斯地块同属华北陆块的组成部分,二者从未发育成离散的地块,而且它们在中条期固结为统一克拉通陆块,其后经历了长期相似的稳定发展过程,古老结晶基底之上不同程度地发育了长城期以后的盖层沉积,而且未遭受显著构造变形。

扬子陆块　是晋宁-澄江期固结的陆块,发育震旦纪以后的盖层沉积。

贺兰-六盘构造带　是分隔 阿拉善地块和鄂尔多斯地块的陆内造山带,呈近南北向分布。该带西以贺兰山西及青龙山逆冲断层为界,向南与龙首山弧形断裂在固原(图1-1-①)一线相接,东以桌子山-马家滩-平凉逆冲断层带(图1-1-②)为界,组成以沉积盖层的褶皱、冲断-推覆构造为组合特征的薄皮构造带。该构造带发育有中晚元古宙—早古生代裂谷-坳拉槽海相火山-沉积建造(赵重远,1983;甘克文,1983),经加里东构造运动后封闭。晚古生代开始在裂陷背景下发育了巨厚的晚古生—中生代以陆相为主体的碎屑沉积,经燕山运动后形成以冲断-推覆构造为特征的南北向构造带。

祁连-昆仑-秦岭造山带　近年来,祁连-北秦岭接合部位(天水—宝鸡)的基础地质研究已取得重要进展(金符实,1992;胡建民,1992)。本区地层系统的进一步厘定表明,分布于

祁连构造带东端渭河以北的早元古界牛头河群是一套与北秦岭中的秦岭杂岩系有相同物质组成、复杂变质变形和岩浆活动、混合岩化作用,原岩为火山-沉积岩系的结晶杂岩。该变质杂岩系的南、北两侧,新解体出主体为晚元古一早古生代的两带变沉积-火山岩系。北带为葫芦河群,广泛分布于渭河以北的清水、张家川南、秦安和武山以北地区。向南东东方向延伸可与草滩沟群,北秦岭眉县、户县地区的斜峪关群,蟒岭地区的云架山群和豫西地区的二郎坪群相对比。南带称李子园群,出露于武山、甘谷之南,经李子园、唐藏向南东东方向可与陕西境内的丹凤群相接。它们分别以韧性断层与牛头山群及其它地质体相接,构成复杂的岩片叠置关系。而分布于李子园群南侧现定为中泥盆统的舒家坝群,则与陕西地区商丹断裂以南的中、上泥盆统相似,是由海相陆源碎屑、泥质和碳酸盐沉积组成的浅变质岩系。显然,天水、宝鸡地区的上述最新资料与陕西地区北秦岭基本地质特征具良好的对应性。据此,并综合区域地质资料分析,祁连-昆仑和秦岭构造带是具有相似发展、演化特征的统一大陆造山带。它们北以龙首山-中卫-固原-草碧-老龙山-圣人桥-潼关-三门峡-宜阳-鲁山-午阳断裂带(图1-1-③)为界与华北陆块分野,南以玛曲-略阳-城口-房县-襄樊-广济断裂带(图1-1-⑥、1-1-⑦b)为界与松藩-甘孜构造带和扬子陆块相接,总体呈北西西向分布,向西延至昆仑构造带,东接大别构造带,横亘中国大陆中部,成为分隔中国南北地质、自然地理的重要分界,在中国大陆地质演化中占有重要位置,为中外地质学家所瞩目。

祁连-昆仑-秦岭构造带是复合性大陆造山带,该带在宝鸡、西安之间强烈挤压收缩成蜂腰状,向东、西两端撒开。显生宙以来,该造山带经历了长期复杂的构造演化。依据该带及相邻地块的地层组成、沉积建造、构造变形和岩浆活动特征,可以临夏-天水-商丹断裂带(图1-1-⑤)为界,将其划分为南、北两个具不同发 展过程的构造带,总体经历了祁连-秦岭古洋盆俯冲消减、离散地块会聚、华北陆块增生进而向特提斯洋转化并造山、中国统一陆块形成及陆内造山的长期发展演化过程,形成现今的综合地质构造格局。临夏-天水断裂以北的祁连构造带(由走廊构造带、北祁连构造带、中祁连构造带和南祁连构造带组成)和东秦岭商丹断裂以北的北秦岭构造带(由华北陆块南缘构造带和北秦岭构造带组成),突出表现为加里东期祁连-秦岭古洋盆的消减和以微地块或岛弧系与华北古陆碰撞为特征的造山作用。

祁连山地区的南、北祁连构造带中普遍发育早古生代沉积-火山岩系及不同类型蛇绿岩系,具有活动大陆边缘特征,并经历加里东期不同阶段的构造作用。晚志留世末的造山作用,最终结束了该区的洋盆发展历史,造成祁连山地区广泛变形变质,发育岩浆活动,并导致华北陆块南缘的增生。该区上志留统滨海相紫红色碎屑岩和泥盆系磨拉石建造的良好发育,成为确定祁连山加里东期造山作用的无可争辩的事实。石炭纪始,祁连地区开始了与华北陆块基本同步发展的历史,该时期沉积了浅海相灰岩和海陆交互相的含煤建造。二叠—三叠纪,以中祁连北缘断裂为界,北为陆相盆地沉积,南为浅海—滨海相沉积(为西秦岭特提斯海的陆缘海沉积)。印支期结束了海相沉积历史。

东秦岭区商丹断裂带以北的北秦岭构造带(包括华北陆块南缘构造带在内)与祁连构造带的相似性已为众多学者论及(黄汲清,1977;任纪舜,1981;李春昱,1978)。近年来,已经进一步确定现今北秦岭带中残留有南、北两带时代为晚元古—早古生代的变火山-沉积岩系,分别形成于弧后扩张盆地(二郎坪群)和岛弧环境(丹凤群);而秦岭杂岩作为前寒武纪结晶基底岩块,其内广泛发育加里东期以钙碱系列为主的深成花岗岩,具有基底岩块转化为岩浆

岛弧系的基本面貌，说明北秦岭已发育有沟-弧-盆系、具华北陆块南缘活动大陆边缘的基本特征(张国伟，1988)，并因起始于奥陶纪的秦岭古洋壳沿商丹一线的强烈俯冲，导致晚加里东期岛弧与华北陆块的碰撞，北秦岭造山增生于华北陆块南缘。与祁连山相比较，本区比较特殊的是，该带加里东期的变形变质、岩浆活动均十分显著，但迄今未发现相应于祁连山造山之后的磨拉石建造。这也是造成北秦岭区加里东运动是否存在及其属何性质长期争议的原因。根据我们对区域不同地质作用的综合研究，已有充分资料确定加里东运动是北秦岭区的一期重要造山作用(见第五章)。

临夏、天水、商丹以南的西秦岭和南秦岭区(图1-1)，是在前震旦纪基底基础上，于震旦—三叠纪时期发育的主体具被动陆缘性质的海盆。沿布尔汉布达山南麓向东南经花石峡、玛沁至积石山，以及康县、略阳以至勉县的断续晚古生代蛇绿岩带的存在表明，祁连山、北秦岭在加里东造山运动之后，西秦岭—南秦岭进入了晚古生—中生代初的特提斯海发育阶段，并于印支期造山，全面结束了海盆发展历史。

值得指出的是，同心、固原、天水、宝鸡一带是祁连构造带和北秦岭构造带的转换交接地带。依据前述在天水、宝鸡一带已取得的最新研究进展，若剔除区域中新生代沉积和渭河地堑的断陷作用，可清楚显示残留的加里东构造岩相分带。它的基本特征是：祁连构造带中的北、中、南三个次级构造带与北秦岭构造带完全对应，以中间出露前震旦纪复杂变质变形的结晶基底岩块，两侧发育变火山-沉积岩系和不同类型蛇绿岩带、变形变质和岩浆活动强烈而广泛为特征。加里东期的变质作用由祁连构造带的绿片岩相浅变质，向陕西境内北秦岭的高绿片岩相—角闪岩相中深变质和河南桐柏局部地区出现的麻粒岩相深变质发展，显示自西向东，抬升幅度递增。走廊构造带和华北南缘构造带则是以浅变质—未变质沉积岩系的褶皱-冲断构造为特征，具有前陆断褶带的薄皮构造带基本面貌。它们分别代表了同一造山带不同构造层次、不同岩相分带、平行并置的空间组合规律。但具冒地槽性质的走廊构造带向南东延至固原一线尖灭。同样，具冒地槽性质的华北陆块南缘构造带首先由张国伟(1988)提出，但在宝鸡、西安以北区段，除包括渭河基底部分之外，同时还应包括鄂尔多斯盆地西南缘的加里东构造带(周鼎武，1989)。该带明显在宝鸡北西一线消失，就是说，祁连区的走廊构造带和东秦岭区的华北陆块南缘构造带同是加里东期的前陆褶断带。现今二者的尖灭和不相连，除与贺兰带形成发展的特殊性有关外，还与加里东期和燕山期祁连-北秦岭带近南北向挤压造山作用过程中，在固原、宝鸡一线受鄂尔多斯地块西缘特殊边界影响，在总体挤压的背景下，同时产生右行走滑的叠加改造有关。这一客观地质事实的确定，对于我们连接祁连-秦岭构造带，重新认识鄂尔多斯西南缘的地质构造演化具有重要意义。

加里东期是祁连-北秦岭区构造演化的重要转折时期，它奠定了该带的基本构造-岩相分带，这种分带控制了其后的古地理环境，并对它们的构造作用有重要影响。

另外，从东秦岭现有资料分析，秦岭造山带的强烈复杂变形作用，在沉积建造方面突出表现为，华南型震旦系和稳定型寒武—奥陶系向北不越过商丹-桐柏断裂带；华北型震旦系和稳定型寒武—奥陶系向南不越过洛南-栾川断裂带；北秦岭则是前石炭纪不同时代、不同构造环境的变沉积-火山岩，以构造关系相叠置，并经历了复杂岩浆、混合岩化作用的改造。上述情况表明商丹-桐柏断裂以南和洛南-栾川断裂以北分别为南、北两个稳定陆块的陆缘区；北秦岭带应是两陆块会聚、对接、碰撞的地带，由相互叠置的不同时代、不同性质、不同来源的地质体组成，并经历了复杂变形变质、岩浆作用，具地壳深层次结构构造特征的具特殊

意义的山根厚皮构造带（周鼎武，1992），并以此而显著区别于南、北两侧。因此有理由推断，秦岭区长期演化进程中的地质记录已沿此带大规模消减、剥蚀、推覆而破坏，自然不能依据地质体现今的地理位置和物质组成简单恢复地质历史中的古构造环境。

同时，鄂尔多斯盆地西南缘以沉积岩发育为特征，其层序相对规则有序，环境易于恢复，构造变形特征、期次清晰可辨，并与相邻地区可以对比，因此其沉积建造和构造变形所反映的地质演化特征显然可为进一步深入认识秦岭带的复杂地质演化历史提供可靠的基础资料和难得的地质信息。

第二章　晚前寒武纪地层划分对比

一、研究区地层研究存在的主要问题

鄂尔多斯盆地西南缘及邻区出露地层见表2-1。研究区属千阳—永寿小区。

本区二叠系不整合面以下出露的地层有中、上元古界和下古生界寒武系、奥陶系，志留系、泥盆系和石炭系全部缺失。地层研究方面存在的关键问题是，对出露于陕西礼泉唐王陵，乾县武申河，麟游樊家磨场、安舒庄，岐山交街和岖山沟一带的一套以页岩、白云岩和杂砾岩组合为特征的陆源碎屑夹碳酸盐岩的沉积建造的形成时代、地层划分对比长期存在争议。对该套地层作过研究的学者中，除个别(如张吉森、费安琪，1984)以外，大都认为是同一套地层，但对其时代归属则主要有两种不同的认识：一种认为是不同层位的寒武系和奥陶系；另一种认为是震旦系，或者还包括青白口系(表2-2)。

陕西地矿局区调队在其1：200000西安幅(1969)和宝鸡幅(1970)地质图及说明书中，把该套地层分别置于寒武系和奥陶系的不同层位上；1：500000陕西省地质图及说明书(1979)将其置于上奥陶统；陕西省区域地层表编写组在《西北区域地层表陕西省分册》(1983)中则把它们归入中奥陶统上部。这些处理主要是在区域地质研究的基础上，按岩石单位与含化石地层的对比结果作出的，但并未在上述区段列出在剖面上发现的化石。其后，李钦仲(1983)将下部页岩与平凉组对比，把白云岩和杂砾岩与背锅山组对比，并列举了两个层位上的牙形石名单和腕足类、三叶虫碎片。杨应章等(1983)曾创“唐王陵组”一名，用以囊括唐王陵南坡含化石的奥陶系以及上述页岩、白云岩、杂砾岩岩序，并将其置于中、上奥陶统。洪庆玉(1986)随后也沿用这一方案，并报导了他们所获得的多种类型化石(介形虫碎片、棘屑、管状蓝藻和不能肯定的放射虫与腕足类)。

在上述单位和个人之前，在50年代，曾有一些地质和石油部门的专家对渭北西部地质作过调查。其中有田在艺和张更(1950)、秦鼐和戴天福(1951)、张文昫(1957)等等，这些早期工作，因为距今已久，不再列述。

另一种观点则将唐王陵砾岩划归震旦系。该认识始于1964年，那时，黄河水利委员会(以下简称黄委会)地质队在其“泾河东区东庄水坝区域地质报告”中，对唐王陵附近的地层、构造拟出了一个明确的框架，文稿虽未正式刊出，但给我们留下了深刻印象。以后，张文堂等(1979)、刘鸿允等(1980)曾把唐王陵砾岩的主体部分划归震旦系，称罗圈组，认为是冰成沉积，并认为山顶的一段复成分砾岩应属寒武系，还指出它与下伏泥砾之间应有一间断存在。张吉森和费安琪(1981)曾专门研究了唐王陵冰成沉积，并也和王定一、蔺万筹1978年前提出的建议一样，将含砾泥岩之下的一段地层归入青白口系，但未过多涉及、也没有讨论剖面的下界问题。

表2—1 鄂尔多斯盆地西南缘及邻区前二叠纪地层划分对比简表

地层系统				平凉永寿小区		铜川韩城小区	金堆城小区
界	系	统	标准柱	平凉 陇县	千阳 永寿		
古生界	石炭系	上统	太原群			太原群	
		中统	本溪组			本溪组	
		下统					
	泥盆系						
	志留系						
	奥陶系	上统		背锅山组 / 段家峡组	背锅山组	背锅山组	
						桃启坡群	
		中统	车道组	龙门洞组	龙门洞组 / 泾河组	泾河组	
			峰峰组				
		下统	上马家沟组	三道沟组	三道沟组	上马家沟组	
			下马家沟组	水泉岭组	水泉岭组	下马家沟组	下统
			亮甲山组			亮甲山组	
			冶里组			冶里组	
	寒武系	上统	凤山组	?	?	凤山组	凤山组
			长山组			长山组	长山组
			崮山组	崮山组	崮山组	崮山组	崮山组
		中统	张夏组	张夏组	张夏组	张夏组	张夏组
			徐庄组	徐庄组	徐庄组	徐庄组	徐庄组
			毛庄组	毛庄组	毛庄组	毛庄组	毛庄组
		下统	馒头组	馒头组	馒头组	馒头组	馒头组
			昌平组	昌平组	昌平组		昌平组
			辛集组	辛集组	辛集组		辛集组
元古宇 上元古宇	震旦系		灯影组				
			陡山沱组	罗圈组	昭陵组		罗圈组
			南沱组				
			莲沱组				
	青白口系		景儿峪组				
			龙山组		圭圩组		
			下马岭组		庄河沟组		大庄组
					南曹德组		
中元古宇	蓟县系		铁岭组	冯家湾组			冯家湾组
			洪水庄组	杜关组	?		杜关组
			雾迷山组	巡检司组 / 龙家园组	龙家园组		巡检司组 / 龙家园组
			杨庄组	石庄组			石庄组
	长城系		高于庄组	闲家沟组	?		
			大红峪组	高山河群		"霍山砂岩"	高山河群
			团山子组				
			串岭沟组	?	熊耳群		熊耳群
			常州沟组		?		铁洞沟组
下元古宇							
太古宇						涑水群	太华群

据西北地区区域地层表（1983），陕西省区域地质志（1989）和本课题组工作资料综合编制。

表2－2　礼泉唐王陵各岩组地层划分沿革表

岩石特征 ＼ 研究者单位	黄河水利委员会东庄地质队 1964	西安幅地质图（1：200000）1970	王定一 翦万筹等	张文堂等 1979	陕西地质图（1：500000）1979	刘鸿允等 1980	张吉森 费安琪 1983	西北区域地层表陕西分册 1983	翦万筹、叶俭 1983	李钦仲等 1984	陕西地质志 1989	本书	
砾岩（上部复成分，主要呈红色；下部较单一，主要呈灰绿色）	震旦系	下奥陶统	震旦系	寒武系	上奥陶统	寒武系	震旦系	上奥陶统（背锅山组）	白垩系 震旦系	上奥陶统 中奥陶统上部	上奥陶统（唐陵群）	震旦系	昭陵组
上部白云岩、叠层石白云岩、红及绿色砂、页岩；下部黄绿色页岩		中、上寒武统	青白口系（皇坪组、庄河沟组）	震旦系（以下未论及）		震旦系（以下未论及）	青白口系（以下未论及）	中奥陶统（平凉组）	青白口系 逆冲接触			青白口系	皇坪组 庄河沟组 南曹德组
												逆冲接触	
石灰岩	奥陶系	旧义"下震旦统"	蓟县系		下中奥陶统			中奥陶统（三道沟组）	奥陶系	中奥陶统下部	中下奥陶统	奥陶系	

西北大学地质系有关研究人员对唐王陵剖面的研究始于1978年。那时,王定一受长庆油田的委托,组队研究鄂尔多斯盆地西南缘地质与含油性。翦万筹应邀随同观察了渭北西部几个剖面上的那一套页岩、白云岩、杂砾岩,认为可与洛南上元古界对比,并提出下部页岩与白云岩可分别命名为庄河沟组和皇坪组,归入青白口系;上部杂砾岩则可暂称罗圈组,属震旦系。王定一在观察了洛南剖面之后同意这一对比方案和建议,并记入当年提交的研究报告。但当时在未经深入工作的情况下,对庄河沟南段的一套灰岩的层位采纳了前人意见而归入蓟县系,对现已判定为逆冲断层的接触关系也误认为是不整合接触关系。1979、1980年间,翦万筹、王定一和王学仁又间断在渭北工作(王定一后一阶段因另有工作而未参与),这段时间里查明了庄河沟和好时河剖面上的断层关系。以后,翦万筹分别邀请西安地质学院叶俭(1982)和西北大学陈景维(1981、1982)共同就唐王陵和交街剖面按已提出的地层方案作沉积相研究,并提出了该杂砾岩是泥石流的观点。此后在1983—1985年间,由邵磊在陈景维指导下研究了武申河、好时河剖面的岩相。与此同时,王学仁分离出了大量的微古植物样品,符俊辉则应邀参与了宏观藻类化石的发掘与研究。1986年,周鼎武应翦万筹之邀对渭北西部上元古界分布区的地质构造作了观察和研究,李智民也在赵重远指导下研究了渭北西部构造。这些成果都已分别公布,其中,生物地层方面的工作为地层层位的确认做出了有力的支持,获得了很好的效果。邵磊公布的696±20Ma的年龄值也证明这个岩序不宜置于奥陶系。

西安地质矿产研究所赵祥生、马少龙、张录易、傅力浦、胡云绪、傅嘉媛曾应邀共同观察和讨论唐王陵剖面,随后由傅嘉媛在1985年发表了她对微古植物的研究结果,认为下部页岩和含大角砾页岩应属青白口系。

傅嘉媛(1985)、翦万筹等(1985)、符俊辉等(1990)都曾对洪庆玉等人所报导的获自"唐王陵组"的化石提出质疑,认为所提供的一些化石图影属性不明确,难以判断其究为何物,另一些则产出层位不明,应该落实化石产地,因为我们只能在具体的产地,才能就具体的化石讨论其地质年代。

上述不同认识由来已久,长期未得到解决。地层归属的不确定,不仅给区域地层划分对比带来了混乱,同时也直接妨碍了对本区地质形成演化的深入认识,鉴于此,本次工作专就此问题作了进一步研究,并进一步肯定了其地层层序。

二、晚前寒武纪地层组成及其划分

(一)岩石地层主要特征

在早期工作的基础上,我们以礼泉唐王陵剖面和乾县好时河剖面,以及礼泉梁窑后沟、石泉河为重点,并综合麟游樊家磨场、安舒庄,岐山交街、岨山沟和瓦罐岭、野河等不同区段的观察对比,依据微古植物、宏观藻类,并参考同位素年龄数据,将礼泉、千阳、永寿一带的上元古界划分如下(图2-1、2-2)。

1. 南曹德组(Pt_3n)

南曹德组建组于乾县南曹德村西的好时河河谷(邵磊,1985;陈景维、邵磊,1990)。其岩性主要是一套杂色薄层灰岩、砾屑灰岩、角砾灰岩、红色和绿色页岩及石英砂岩(图2-1)。现今仅见于好时河和冯家山水库坝址附近。工作中重测了好时河剖面(图2-3),但因河曲发育,剖面只得分段测制,现列述如下。

界	系	统	组	段	剖面	厚度(m)	岩性描述	主要化石	地区
上元古界	震旦系		昭陵组			51.47, [illegible], 25.75, [illegible], 31.44, 45.17, 21.37, 34.4	副砾岩段：主要为浅红色、灰绿色副砾岩、砾质泥岩、含砾泥岩夹杂色砾岩和含砾砂岩小透镜体	*Leiopsophosphaera pelucidis*, *Trachysphaeridium stipticum*, *Asperatapsophosphaera umishanensis*, *Turuchanica ternata*, *Pseudozonospaera sinica*. *P. asperella*, *P. rugosa*, *P. nucleolata*, *Pseudofavososphaera gigantea*、*Macroptycha marginalis*	鹿王陵
						53.8, 32.88, 36.7, 28, [illegible], 29.5, 29.8, 15.4, 15.66, 43.37, 20.09, [illegible], 22.38, [illegible], 41.9	副砾岩与砾岩互层段：主要为深灰色、灰绿色、浅红色的副砾岩、砾质泥岩、含砾泥岩及深灰色砾岩、含砾砂岩		
	青白口系		皇坪组			40.5, 55.9, 29.97	含大角砾页岩段：主要为绿色页岩，含巨大白云岩角砾		
			庄河沟组			5.7, 163.8, 234	主要为黄绿色、灰色页岩，夹薄层细砂岩透镜体。顶部夹砾岩透镜体	*Trachyminuscula nucleolata*. *Protoleiosphaeridium cf. infriatus*. *Leiopsophosphaera apertus*. *Trochyspaeridium rugosum*. *T. hyalium*. *Favososphaeridium favosum*. *Pseudozonosphaera Sinica*. *Macroptychau niplicala*, *M. biplicata*, *Laminarites antiquissimus* *Chuaria*, *Shouhsienia*, *Ovidiscina*, *Tawuia*.	武申河
			南曹德组			16.8, 136, 48, 25, 68, 86, 47, 99, 92, 14, 28, 85	上部杂色角砾岩及绿色页岩，中部白色块状砂岩、红及绿色页岩和凝灰岩，下部杂色薄层灰岩、砾屑灰岩		好畤河

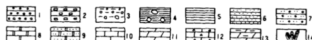


图2-1 鄂尔多斯盆地西南缘晚前寒武世地层划分柱状图

1—砾岩；2—角砾岩；3—副砾岩；4—含大角砾页岩；5—页岩；6—砂岩；7—含砾砂岩；8—白云岩；9—砂屑白云岩；10—灰岩；11—泥灰岩；12—砾屑灰岩；13—微晶泥灰岩；14—叠层石

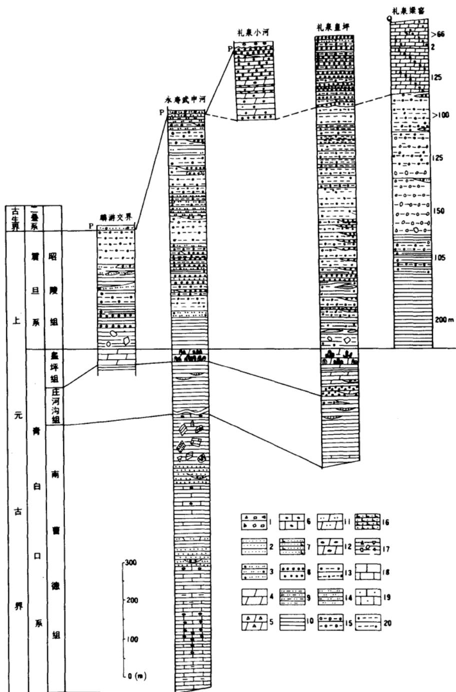


图2-2　鄂尔多斯盆地西南缘不同区段晚前寒武纪地层划分对比柱状图

1—角砾岩；2—石英砂岩；3—含砾粉砂岩；4—白云岩；5—角砾白云岩；6—砾屑灰岩；7—岩屑石英砂岩；8—砾岩；9—石英杂砂岩；10—页岩；11—砂屑白云岩；12—含砾白云岩；13—砾石泥岩；14—粉砂岩；15—副砾岩；16—岩屑砂岩；17—大角砾页岩；18—泥晶灰岩；19—砂屑灰岩；20—含砾页岩

上覆地层：庄河沟组

南曹德组(Pt_3n)

14. 灰绿色页岩夹中厚层、薄层泥灰岩、砾屑灰岩。灰岩局部呈透镜状。底部50cm 为灰色页岩夹红色页岩，发育水平层理。 6.2m
13. 灰白色中厚层状砾屑灰岩夹浅红色砾屑灰岩，砾径2—4cm，含砾80%，砾屑为微晶灰岩。 3m
12. 浅红、灰绿色钙质页岩与灰绿色页岩夹薄层灰色白云岩，底部为紫红色页岩。 7.6m
11. 杂色角砾岩，砾石含量40—70%，基质30—60%。砾石成分复杂，主要为灰色、浅红色砾屑灰岩、灰绿及紫红色页岩、浅红及灰色灰岩。砾径以30—50cm 居多，100—600 cm 者常见。基质内薄层状紫红色钙质页岩与浅红色灰岩互层，因构造变形揉皱强烈。 136m
10. 白色粗粒石英砂岩夹薄层条带状青灰色灰岩(0.5m)及含砂灰岩，砂岩主要由燧石组成，圆至次圆状，颗粒支撑，胶结物为细晶方解石。砂岩具平行块状层理及楔状层理，下部有厚5m 的副砾岩，砾石成分为灰岩，次棱—棱角状，粒径1—4cm，基质为石英砂岩。 48m
9. 上部为薄层状紫红色页岩与浅红色泥晶灰岩互层，下部为薄层状紫红色页岩夹微晶灰岩和中厚层状内碎屑灰岩，内碎屑灰岩有浅红和灰白两种，前者砾径长约10—20cm，定向排列；后者砾径2—8cm，椭圆形，排列杂乱。 25m
8. 上部为薄层状紫红色页岩与浅红色薄—中厚层微晶灰岩互层；中部为厚1m 的含砂灰岩及紫红色页岩与薄层浅红色微晶灰岩互层，波状层理，层面有波痕；下部为中厚层状灰白色砂屑灰岩、浅红色微晶灰岩、砾屑灰岩，夹紫红色页岩，灰岩具波状层理。 68m
7. 上部为薄层状紫红色页岩与浅红色灰岩互层，下部为红色页岩夹灰绿色页岩及灰绿色凝灰岩。 86m
6. 灰白色粗粒方解石胶结石英砂岩，底部为厚80cm 的副砾岩，砾石成分主要为浅红色灰岩及少量灰色层纹状灰岩及角砾砂岩，砾径1—4cm，最大50cm。 47m
5. 顶部为灰白色砾屑灰岩(厚 2m)，中、上部为灰白色与紫红色薄层微晶灰岩互层，下部为紫红色薄层泥灰岩夹灰色页岩及中厚层灰白色灰岩。 96m
4. 上部为薄层灰色灰岩夹中厚层状灰岩，中、下部为厚层灰色砾屑灰岩，砾屑成分为微晶灰岩，砾径2—5cm，最大20—30cm，分选差，基质为泥晶方解石。 92m
3. 灰色中厚层砾屑灰岩与薄层黄褐色泥灰岩互层，砾屑灰岩中砾屑由微晶灰岩组成，砾径2—4cm 为主。 14m
2. 灰黑色砾屑灰岩夹薄层状泥晶灰岩。 28m
1. 灰黑色泥晶灰岩，渐变为暗红色、灰绿色泥灰岩，顶部为灰色砂屑灰岩，底部为角砾岩。 85m

以下为庄河沟-交街断层所切，未见底。

该剖面上的南曹德组就总体特征来说，下部主要是杂色薄层及中厚层的灰岩和砾屑灰岩，上部则以崩塌形成的角砾岩为特征，中部有两层块状石英砂岩，并有互层状红色页岩和灰岩。砂岩底面起伏不平，底部有厚近1m 的副砾岩，其砾石成分为下伏层中的各色灰岩，反映短暂的隆升。好时河南曹德组在剖面南端为庄河沟-交街断层所切，逆冲于奥陶系厚层灰岩之上。剖面北端，据课题组观察，为南庄断层所切，但在断层南侧见有庄河沟组黄绿色页岩以倒转关系伏于南曹德组之下，从而判定南曹德组层位低于庄河沟组，关系是整合的。

冯家山水库坝址附近的南曹德组岩性与上述大体相似，主要是杂色薄层灰岩、页岩，中厚层及厚层灰岩，但普遍强烈揉皱，并显著变质为板岩、千枚岩、结晶灰岩。在坝址以下几块

转石中见有硅化的残余叠层石。该处的南曹德组在坝址以下的公路桥旁与熊耳群火山岩呈断层接触，在中嘴东南方的沟内与庄河沟组黄绿色页岩亦呈断层接触。

南曹德组除在冯家山水库的转石中见有硅化残余叠层石外，迄今从中未获得微古植物及其它化石。

2. 庄河沟组(Pt_3z)

庄河沟组建组地点在唐王陵皇坪东侧柳树沟与庄河沟交汇处及其附近(图2-4中的1-2岩性段和图2-1)，岩性主要是较为单一的黄绿色、灰色页岩，夹薄层粉砂岩和细砂岩透镜体及灰色薄层状灰岩、紫红色粉砂岩，顶部夹燧石角砾岩透镜体，因与奥陶系呈断层接触，保存厚度仅114m。

庄河沟组常与上覆皇坪组及昭陵组连续出露，分布很广。除上述建组地点外，庄河沟组还出露在武申河北黄家嵬向斜北翼，并由庄河沟组构成南黄嵬复背斜；在南河滩和交街，也都位于皇坪组之下，所惜因庄河沟-交街断层的切割，保存厚度不大，在交街仅30m余，冯家山水库亦如此。各处所见岩性基本一致，大都是黄绿色和灰绿色页岩，有时夹有厚数米至10余米的薄层灰岩。南黄嵬复背斜，横宽3km，全由庄河沟组组成，从其中发育的褶皱构造分析，显然系强烈揉皱加厚的地层。因滑坡、植被及河曲等原因，难于研制剖面，也不能系统观察。在武申河与漆水河交汇处以南(已处于该复背斜的南翼)，间断见有黄褐色纹层灰岩和浅红、浅黄等色钙质泥岩，以及厚达数十米的暗灰色砂岩(所夹泥质薄层中含有宏观藻类化石)，还在几处见有杂色角砾灰岩及砾屑灰岩透镜体。但在南庄断层南、北两侧仍为黄绿色页岩(即庄河沟组的典型岩石)。

庄河沟组近顶部，在交街和北黄家嵬向斜的南、北两翼均见有厚数十厘米的燧石透镜体，在庄河沟见有类似于上覆皇坪组中的燧石角砾岩透镜体，而在南黄嵬复背斜南翼则有类似于下伏南曹德组中的杂色砾屑灰岩透镜体。

庄河沟组中富含微古植物，对采自交街、武申河及唐王陵等地的样品用浸解法分离均获很好结果。在武申河、好时河剖面上已发现有4个宏观藻化石产地，其中两个在北黄家嵬向斜南、北两翼庄河沟组顶部的黄绿色页岩中，另两个产出在武申河与漆水河交汇处以南的灰色砂岩的层间暗色泥质薄层中。

3. 皇坪组(Pt_3h)

皇坪组是工作地区上元古界中主要由白云岩组成的一套较为坚硬的岩石，因此也常能较好地保存、出露。在建组的礼泉皇坪地区剖面组成如下。

上覆地层： 昭陵组

皇坪组(Pt_3h)

5. 厚层块状白云岩，发育大量残余柱状、穹窿状叠层石，普遍具硅质交代现象。 40.5m

4. 灰色残余砂屑白云岩、中晶白云岩，夹灰绿色、黑色硅质页岩，白云岩与页岩常互为透镜体或呈齿状交接，偶夹砂岩透镜体。有的白云岩中可见残余叠层石构造。 55.9m

3. 燧石角砾岩夹白云岩和页岩透镜体，砾石成分以燧石为主(其中很多是弧形薄片，也有破碎的硅化残余叠层石)，而白云岩和页岩较少。角砾岩具明显的粒序层理。 29.97m

下伏地层：庄河沟组

在武申河，皇坪组出露于北黄家嵬向斜南、北两翼。北翼较完整，由下部的含残余叠层石白云岩和上部的红色页岩组成，共厚115.75m。南翼皇坪组仅由白云岩组成，但含大小不等(从小于1cm到30cm)的黑色燧石圆砾，亦见残余叠层石，其上为昭陵组含大角砾页岩所覆，

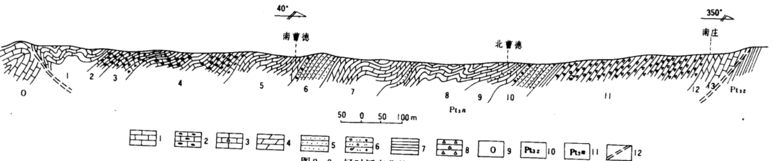


图 2-3 好时河南曹德组剖面图

1—灰岩;2—砾屑灰岩;3—角砾灰岩;4—泥灰岩;5—石英砂岩;6—副砾岩;7—页岩;8—杂色角砾岩;9—奥陶系;10—青白口系庄河沟组;11—青白口系南曹德组;12—韧性断层

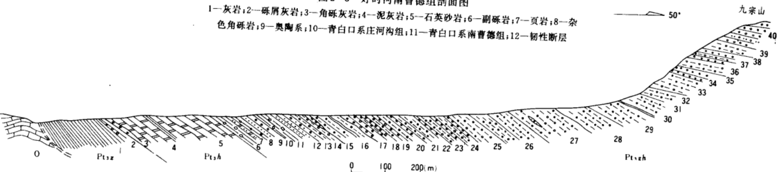


图 2-4 唐王陵柳树沟皇坪组剖面

1—副砾岩;2—砾质泥质;3—砾岩;4—白云岩;5—砂屑白云岩;6—灰岩;7—页岩;8—大角砾页岩;9—石英砂岩;10—含砾岩屑砂岩;11—奥陶系;12—震旦系昭陵组;13—青白口系皇坪组;14—青白口系庄河沟组

因断层影响残厚仅6m。

此外，在樊家磨场、坝河滩、交衔及冯家山水库均有皇坪组出露，虽厚度不等，但岩性相似。皇坪组白云岩及其所含叠层石普遍强烈硅化，在露头上可见网状交织的黑色硅质条带，极为醒目，易于识别。

4. 昭陵组(Pt_3zh)

昭陵组是渭北西部上元古界极富特色的沉积地层，以巨厚的杂砾岩为特征。该地层除冯家山水库以外，其它各处都连续出露于下伏青白口系之上。但是岩序的发育与保存则以唐王陵、武申河和交衔为好。以下以唐王陵、武申河剖面为主，并结合其它剖面，对其岩石特征及层序加以说明。

(1)唐王陵区段昭陵组剖面(图2-4)

唐王陵的杂砾岩发育、保存和出露都较好，也最早引起人们的注意并累经研究。剖面岩性特征如下。

(未见顶)

层号	岩性	厚度
40.	砾岩夹含砾岩屑砂岩及副砾岩，砾石成分以白云岩为主，燧石、石英岩次之，还有花岗岩、片麻岩。砾岩具粒序层理，砾石以次圆状者居多。	>56.48m
39.	浅红色副砾岩夹含砾岩屑砂岩透镜体，组成6个韵律。底部为砾岩、含砾岩屑砂岩。砾石成分与形状同上。	37.3m
38.	浅红色副砾岩与灰色砾岩等厚互层，砾石成分以白云岩为主，燧石、石英岩次之，底部有较多花岗岩、片麻岩砾石(可达5—8%)，向上减少。砾石磨圆较好，呈叠瓦状排列。	41.2m
37.	灰色砾岩，可划分为4个正或逆粒序层。砾石成分及磨圆同上，呈叠瓦状或定向排列。	8m
36.	浅红色副砾岩夹含砾岩屑砂岩和砾岩，组成7个韵律。砾石成分一般均以白云岩、燧石为主，下部并有占总量可达17%的黑云母花岗岩、花岗斑岩、白岗岩、正长岩、花岗片麻岩、片麻岩、片岩、淡红色石英岩、石英砂岩砾石，圆—次圆状。	25.2m
35.	砾岩与副砾岩的互层，包括5个韵律层。砾石成分以白云岩为主，燧石次之，石英岩砾含量可达10%，次圆—次棱状。	24.15m
34.	灰色砾岩，共有两个正粒序层理，中夹一层岩屑砂岩透镜体。砾石成分及形状同上。	4.2m
33.	浅红色含砾泥岩及副砾岩，砾石成分以白云岩为主，次为燧石，还可见到个别的辉绿岩、石英岩、花岗岩、白云石化砂屑灰岩、石英砂岩、粉砂岩等砾石，次圆次棱状，分选差。	51.67m
32.	浅红色、土黄色砾质泥岩，砾石成分为白云岩、燧石。	13.12m
31.	灰绿色、灰色砾质泥岩，具正粒序层理，砾石成分和形状同上。	25.75m
30.	灰绿色含砾千枚状页岩，砾径较小，以燧石为主，白云岩砾石少量。	4.57m
29.	下部为灰绿色含砾泥岩，向上过渡为副砾岩，具逆、正粒序，砾石成分以燧石、白云岩为主，见有个别辉绿岩砾。	31.44m
28.	由3层灰绿色砾质泥岩组成，每层顶部均有厚15cm左右的砾岩或含砾砂屑白云岩透镜体。	45.17m
27.	灰色副砾岩，具正粒序，顶部有15—25cm的砾岩或含砾砂屑白云岩透镜体。	21.3
26.	杂色、黄绿色含砾泥岩，砾石成分以燧石、白云岩为主，并有少量花岗岩、石英岩、石英砂岩、白云化砂屑灰岩、灰绿色粉砂岩等。	34.4m

25. 灰绿色砾质泥岩和含砾泥岩。 53.81m

24. 灰绿色黄绿色含砾泥岩，具正粒序，顶部夹3层副砾岩，砾石成分主要为燧石、白云岩。 32.88m

23. 由两个韵律组成，每一韵律均由下部的副砾岩向上变为砾岩、砂砾岩。 30.67m

22. 由两个韵律层组成，各韵律层下部为砾质泥岩、上部为砾岩。 28m

21. 深灰色副砾岩，顶部为砾岩。 14m

20. 灰色副砾岩，顶部为燧石砾岩。砾石成分均以燧石为主，白云岩次之。副砾岩无粒序，砾岩具正粒序。 29.57m

19. 下部为深灰色含砾泥岩，夹3层薄的含砾岩屑砂岩透镜体，顶部有一层中厚层状砾岩。 23.8m

18. 下部为深灰色含砾泥岩，顶部为砾岩、砂岩，均显正粒序。 19.40m

17. 燧石砾岩，顶部为含砾砂屑白云石石英砂岩。 16.60m

16. 紫红灰绿色含砾泥岩夹黑色页岩。 43.37m

15. 含砾泥岩，顶部为燧石砾岩。 20.09m

14. 4个由灰色砾岩、砾质泥岩、含砾泥岩及薄层砾岩组成的韵律层，碎屑成分均以燧石为主，白云岩次之。 13.59m

13. 深灰色砾质泥岩，顶部为白云石石英砂岩，砾石成分以燧石、白云岩为主，次为泥质粉砂岩。个别为火山岩，多为次棱角状。 15.47m

12. 薄层石英砂岩、白云石石英砂岩夹浅红色页岩。 10.36m

11. 深灰色副砾岩、砾岩、含砾白云石石英砂岩互层，砾石成分以燧石为主，白云岩与页岩次之，底部副砾岩中偶见火山岩和花岗岩砾石。 22.38m

10. 深灰色副砾岩夹砾岩透镜体，副砾岩砾石以燧石为主，白云岩次之，砾岩的砾石几乎全为燧石。 13.59m

9. 灰黑色粗粒石英砂岩、白云石石英砂岩及砂屑白云岩，底部砂岩具粒序层理，上部砂岩有波痕及沙纹斜层理。 13.29m

8. 灰绿色页岩，含大量白云石巨砾。 14.62m

7. 下部暗绿色页岩夹绿色粉砂岩或细砂岩透镜体，上部浅灰色薄层砂屑白云岩夹3层薄的砾岩。 16.53m

6. 灰绿色灰黑色页岩，含残余叠层石白云岩的巨砾。 41.89m

…………………

下伏地层： 皇坪组

(2)乾县武申河昭陵组(北黄嵬向斜北翼)剖面(图2-5)

在乾县武申河，昭陵组沿河谷出露很好。现据西北大学地质系邵磊1985年资料列述如下。

(未见顶)

25. 底部为黄绿色泥岩，中、下部为灰色纹层状粉屑白云岩夹薄层细砾岩，上部为含砾粗砂岩。 >34.42m

24. 黄绿色、紫红色砾质泥岩，上部为黄绿色含砾泥岩。 38.81m

23. 黄绿色含砾泥岩。 11.8m

22. 黄绿色、紫红色粉砂质页岩夹薄层细砂岩。 24.83m

21. 底部为浅灰色块状砾岩，向上为黄绿色含砾泥岩。 33.73m

20. 下部为灰绿色砾质泥岩，上部为黄绿色含砾页岩。 50.69m

19. 灰色块状副砾岩。	20.81m
18. 灰绿色砾质泥岩、含砾泥岩、含砾粉屑白云岩，构成韵律层。	36.16m
17. 灰绿色含砾粉屑白云岩，底部有厚1m的灰色块状砾岩。	31.08m
16. 灰绿色块状砾质泥岩。	69.15m
15. 灰色含砾粉屑白云岩，具纹层。	9.93m
14. 下部为副砾岩，上部为黄绿色砾质泥岩。	17.44m
13. 粗砾砾岩、细砾岩、粗砂岩，构成韵律层。	3.84m
12. 下部为灰色块状粗砾砾岩，上部为砾质泥岩及含砾泥岩，顶部为黄绿色含砾页岩。	12.33m
11. 灰色砾岩、灰绿色砾质泥岩及粗砂岩构成的韵律层。	18.51m
10. 浅灰色细砾岩夹透镜状粗砾砾岩，顶部为灰色薄层粉屑白云岩。	17.62m
9. 下部为灰色厚层状细砾岩及粗砂岩，上部为砾岩和砂岩。	33.07m
8. 灰绿色副砾岩夹厚层块状砾岩。	23.45m
7. 浅灰色含砾泥岩。	42.61m
6. 灰色含砾砂屑白云岩，具纹层。	17.26m

………………

下伏地层：皇坪组

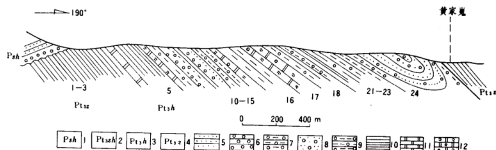


图2-5　乾县武申河昭陵组实测剖面

1—二叠系石盒子组；2—震旦系昭陵组；3—青白口系皇坪组；4—青白口系庄河沟组；5—砂岩；6—砾岩；7—砾石质泥岩；8—副砾岩；9—含砾泥岩；10—页岩；11—白云岩；12—纹层状白云岩

此外，在樊家磨场、坝河滩、交街和崛山沟等处昭陵组均有出露，出露厚度变化较大，但岩性与上述基本相似。

需要指出的是，唐王陵南坡的杂砾岩有人归入震旦系（黄委会东庄地质队，1965；张吉森、费安琪，1981）；有人全部归入奥陶系（李钦仲，1985；洪庆玉，1986）；亦有人把山顶部分划归寒武系，把其下伏泥砾岩称罗圈组（张文堂，1979；刘鸿元 1980）；叶俭（1983）则曾把上部（唐王陵剖面第33层以上部分）归入白垩系（表2-2）。将其归为白垩系是考虑它的上部砾岩与本区凤凰山砾岩颇相似，为一套山麓相堆积，和其下的昭陵组水下扇的泥石流堆积的形成条件及砾石成分均有差别，而且两者之间有一不规则的起伏面，其间有20—30cm的紫红色泥岩，可视为一古风化剥蚀面。按本课题组目前研究，与唐王陵区段上部（第33层以上）地层相当的岩性段还可以在石泉河和梁窑后沟区段出露，岩性特征和层序如下。

上覆地层：二叠系

10. 灰绿色副砾岩，砾石成分以白云岩为主，有少量燧石，胶结疏松。 2.5m

9. 紫红色副砾岩，砾石成分以燧石为主，棱角状，胶结紧密，砾径1—5cm。 4.0m

8. 紫红色副砾岩，砾石大而多，次棱角状，砾径可达30cm，一般为2—4cm；砾石成分以黑、红色燧石、硅质泥岩为主，及少量绿色页岩、浅绿色变石英砂岩、白色石英砂岩等。 >16m

7. 灰色含砾白云岩与砾岩，砾石成分以白云岩为主，燧石少，次棱角状；呈正向粒序层理，有两个韵律。 >40m

6. 灰色砾岩，砾石成分主要为灰色泥晶白云岩，有少量燧石，砾径2—4cm及5—10cm者约各占一半。部分为砾屑（竹叶状）白云岩。 >30m

5. 灰色砾质白云岩，砾石成分为白云岩，砾径多为1—2cm。 15m

4. 灰色砾岩。 2.5m

3. 灰色砾质白云岩，砾径1—2cm，最大10cm。 14m

2. 灰色砾岩，砾石成分以白云岩为主，砾径5cm左右，次棱一棱角状为主。 2.5m

1. 灰色砾质白云岩，砾石成分以灰色、黑色泥晶白云岩为主，次棱角状，砾径一般为5—10cm，上部5m内砾径3—5cm者增多。 >37m

（以下掩盖）

（3）梁窑后沟昭陵组（浅红色副砾岩部分）剖面

梁窑后沟位于唐王陵以东，该套地层以倒转层序产于皇坪组白云岩之下，岩性和层序如下。

（以上与灰白色砾质白云岩呈断层接触）

4. 浅红色副砾岩，砾石成分主要为灰色白云岩，上部有少量小燧石及个别花岗岩、片麻岩砾，下部片麻岩、花岗岩砾石增多，并有紫红色石英砂岩和页岩砾石。顶部有两条白云质砾岩透镜体。 >100m

3. 浅红色副砾岩，砾石成分以灰色白云岩为主，并有少量黑色石英砂岩、黑色叠层石白云岩、浅红及灰白色石英砂岩、浅红色白云岩和片麻岩砾石。 1m

2. 浅红色副砾岩夹砾岩透镜体，砾石成分以白云岩为主，石英、燧石少，并有个别片麻岩砾石，砾岩透镜体厚15—30cm，长2—6m，顶部较多。 150m

1. 浅红色副砾岩和含砾页岩夹浅红色页岩，副砾岩砾石成分主要为灰色白云岩及少量石英砂岩。 15m

下伏地层：皇坪组

唐王陵山顶和石泉河、梁窑区段出露的上述岩层，是发育在本区昭陵组主体杂砾岩之上的又一套杂砾岩。它们在不同区段由于露头所限，出露岩石组合各有特点（图2-6），但杂砾岩共同具有磨圆较好、成分较杂（除白云质砾外还可见花岗质、片麻质砾和石英砂岩砾）的特征。岩相分析（见第三章）表明，石泉河和梁窑区段均为水下扇沉积，而唐王陵山顶则具有水下冲积扇的沉积特征。其时代归属，根据在石泉河该套地层明显伏于二叠系之下，不同剖面均尚未发现可信的地层界线的情况（不整合关系），同时考虑该套地层与周围的前二叠系均受到了加里东期同产状劈理的改造，在无可靠生物依据的情况下，目前不再另建组，暂统归昭陵组，属震旦系。但不排除随工作的深入开展有变新的可能，但不会新于二叠纪。同时也不排除是加里东期磨拉石建造的可能（本课题组中有人持此观点，值得进一步深入研究）。

（二）古生物资料及其地层意义

渭北西部唐王陵、交街一带的上元古界中除南曹德组未见化石外，其余都普遍含有微古

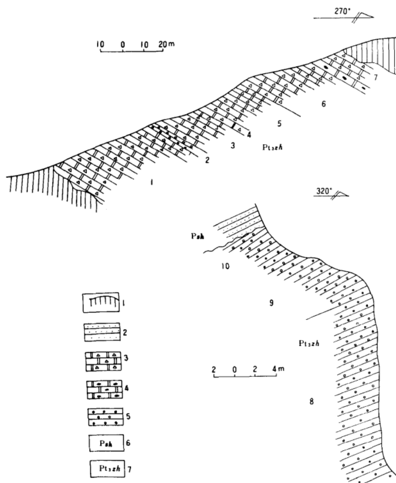


图2-6 石泉河(温泉以北部分)昭陵组剖面

1—第四系黄土;2—砂岩;3—砾质白云岩;4—竹叶状白云岩;
5—砾岩;6—二叠系石盒子组;7—震旦系昭陵组

植物,在庄河沟组中还有宏观藻类化石,在皇坪组中普遍含叠层石,可为确定地层时代、进行区域对比提供依据。

1. 微古植物

用浸解法获取微古植物并用于地层研究,在国内外已有相当长的一段时间。据Б. В. Тимофеев(1978)编制的"欧亚北部前寒武纪和寒武纪微古植物分布简表"可知,球藻群中大多数的属,除少数散见于古老地层外,主要始见于里菲期,并可延续到早古生代或其以后。但个别的属则仅见于里菲期和文德期;菌藻和船形藻群的大多数属也是如此,而刺球藻群和椭球藻群分子则是寒武纪的代表性类型和优势分子。我国自70年代以来发表的几个主要上寒武系剖面上微古植物的研究结果(邢裕盛等,1973;尹磊明等,1978;邢裕盛等,1978;丁莲芳

等，1980；王福星等，1983；尹崇玉等，1985）也都与此基本一致。在此基础上，我国微古植物研究人员现已编制出中国长城系、蓟县系、青白口系和震旦系微古植物垂直分布表（邢裕盛等，1985）。尽管微古植物在古生物学领域里仍是一个较为年轻的分支，已知的地层记录中也不乏矛盾之处（阎永奎等，1982；胡云绪等，1982；罗其玲等，1984），但上述我国各处的情况以及国外有关报道都是可以相互印证的。这也是我们就这个方面论证本区上前寒武系层位的依据之一。

对渭北西部上前寒武系的微古植物研究始于1978年。那时王定一对唐王陵剖面上的含砾泥岩采样后送南京地质古生物研究所，经尹磊明鉴定，有 *Protoleiosphaeridium* sp.，*Trachysphaeridium* sp.、*Leiominuscula* sp. 等，认为属前寒武纪。1983年，西北大学王学仁公布了采自昭陵组的晚前寒武纪微古植物7属8种（蒯万筹，1983），以后在1984年又报道了岐山交街剖面的许多种。但是主要的微古植物研究有两项，其一是傅嘉媛对唐王陵庄河沟组和昭陵组含大角砾页岩段的微古植物研究。其结果是根据所获得的16属、24种及5个相似种、1个亲近种得到的："认为其时代为青白口纪—震旦纪早期较为合适"。还指出，唐王陵组合的微古分子与下马岭组和骆驼岭组组合的分子重叠二分之一以上（傅嘉媛，1985）。另一项工作是王学仁、尹凤娟对交街和磨子沟剖面的研究。他们从150件样品中共获得33属、35种、1个亲近种，4个相似种和15个未定种。在所观察的庄河沟组和皇坪组585个标本中，单球类分子占总数的78%，船形藻群占17%，并有大量的古片藻出现，其属种组成与组合面貌与青白口期相符。昭陵组的微古植物属种和个体数量都有增多，但仍以球藻群分子为主，双极藻和刺球藻分子（如假极藻、微刺藻和古刺球藻）虽有出现也是个别情况。因此认为昭陵组的微古植物组合是属于震旦系的（尹凤娟等，1990）。下面是他们从岐山交街与磨子沟两个剖面上的庄河沟组、皇坪组与昭陵组所获得的微古植物分子名单（为了便于说明每个组合的层位意义，我们在括号内注明了每个种在国内的分布状况，Ch、Jx、Qn、Z 分别代表长城系、蓟县系、青白口系和震旦系）。

（1）交街和磨子沟庄河沟组微古植物

Trachyminuscula nucleolata Sin 眼球粗面小球藻（Qn），*Leiopsophosphaera apertus* Schep 开放光球藻（Ch、Jx、Qn、Z），*L. infriata* Andr. 古光球藻（Qn、Z），*Trachysphaeridium hyalinum* Sin et Liu 膜壁粗面球形藻（Ch、Jx、Qn、Z），*T. cultum* Andr. 薄壁粗面球形藻（Ch、Qn、Z），*T. rugosum* Sin 有褶粗面球形藻（Q、Z），*T. stipticum* Sin et Liu 假网粗面球形藻（Qn、Z），*T. incrassatum* Sin 厚缘粗面球形藻（Jx、Qn、Z），*T. rude* Sin et Liu 显著粗面球形藻（Z），*Asperatopsphosphaera umishanensis* Sin et Liu 雾迷山糙面球形藻（Ch、Qn、Z），*A. umishanensis var. minor* Sin et Liu 小雾迷山糙面球形藻（Jx、Z），*A. partialis* Schep 细褶糙面球形藻（Jx、Z），*Kildinella hyperborica* Tim 海波包里基里丁藻（Z），*Favososphaeridium favosum* Tim 蜂巢蜂巢球形藻（Qn、Z），*Turuchanica alara* Rud 翼状图鲁汉藻（Qn），*Pseudofavososphaera sinica* Sin et Liu 震旦拟环球形藻（Qn、Z），*P. Veruucosa* Sin et Liu。疣面拟环球形藻（Ch、Jx、Qn、Z），*P. asperella* Sin et Liu 粗面拟环球形藻（Z），*P.* cf. *Longplicate* Ding 长褶拟环球形藻（近似种）（Z），*Hubeisphaera radiata* Sin et Liu 放射湖北球藻（Z），*Macroptycha uniplicata* Tim 单褶大褶藻（Qn、Z），*M. biplicata* Tim 双褶大褶藻（Qn、Z），*phycomycetes* sp. 菌藻（未定种、Z），*Cornutosphaera polycornata* Sin 多角球藻（JX），*Laminarites antiquissimus* Eichw. 古片藻（Qn、Z），*Polyporata obsoleta* Sin et

Liu 模糊多孔体(Ch、Z)。以上共26个种，其中产于上元古界，即青白口系和震旦系的有16个，占62%。

(2)交衔和磨子沟皇坪组微古植物

Leiopsophaeridium infriata (Andr) Sin et Liu 古光球藻(Qn、Z)，*Trachysphaeridium stipcum* Sin 假网粗面球形藻(Qn、Z)，*T. incrassum* Tim. 厚缘粗面球形藻(J、Qn、Z)，*Asperatopsophosphsera umishanensis* Sin et Liu 雾迷山糙面球形藻(J、Z)，*A. umishanensin var. minor* Sin et Liu 小雾迷山粗面球形藻(Ch、Jx、Z)*Pseudozonosphaera verucosa* Sin et Liu 疣面拟环球形藻(Z)，*P. asperella* Sin et Liu 粗面拟环球形藻(Z)，*Trematosphaeridium holtedahlii* Tim 郝台达穴面球形藻(Qn、Z)，*Micrhystridium* sp. 微刺藻(未定种)(Z)，*Polyporata obsoleta* Sin et Liu 模糊多孔体(Ch、Z)，*Paleamorpha* sp. 膜片藻(未定种)(Z)。

以上共13个种，其中产于上元古界，即青白口系和震旦系的有7个，占54%。

(3)交衔和磨子沟昭陵组微古植物

Leiopsophosphaera pelucidus Schep 薄壁光球藻(Ch、Jx、Z)，L. *pussilla* (Sin) Ding 小光球藻(Z)，*Trachysphaeridium stipticum* Sin 假网粗面球形藻(Qn、Z)，*Asperatopsophosphaera umishanensis* Sin et Liu 雾迷山糙面球形藻(Jx、Z)，*A. umishanensis var. minor* Sin et Liu 小雾迷山球形藻(J、Z)，*A. partialls* Schep 细褶糙面球形藻(Jx、Z)，*Pseudozonosphaera sinica* Sin et Liu 震旦拟环球形藻(Qn、Z)*P. asperella* Sin et Liu 粗面拟球球形藻(Z)，*P. rugosa* Sin et Liu 有褶拟环球形藻(Z)，*P. nucleolata* Sin et Liu 眼球拟环球形藻(Z)，*Turuchanica ternata* Rud 三裂图鲁汉藻(Qn、Z)，*Peudodidiacrodium verticale* sin et Liu 纵裂假双极藻(Z)，*Pseudofavososphaera gigantea* Xing 巨型蜂巢球形藻(Z)，*Fuchunshania* sp. 府君山藻未定种(Z)，*Hubeisphaera radiata* Sin et Liu 放射湖北球藻(Z)，*Trematosphaeridium holtedahlii* Tim 郝台达穴面球形藻(Qn、Z)，*T. minutum* Tin 小穴面球形藻(Ch、Z)，*Nucellosphaeridium* cf. *favenum* Yin 巢面有核球形藻近似种(Z)，*Leiofusa unicornata* Sin et Liu 单角梭形藻(Ch)，*Macroptycha uniplicata* Tim 单褶大褶藻(Qn、Z)，*M. biplicata* Tim 双褶大褶藻(Qn、Z)，*Phycomycetes* sp. 菌藻未定种(Z)，*Polysphaeroides filliformis* Her 微刺藻未定种(Qi、Z)，*Paleolynbya off. lata* Tynni et Donner 宽阔古鞘丝藻近似种(Z)，*Laminarites antiquissimus* Eichw 古片藻(Qn、Z)，*Polyporata obsoleta* Sin et Liu 模糊多孔体(Ch、Z)，*Paleamorpha striata* Ding 条带状膜片藻(Z)，*Michystridium* sp. 微刺藻未定种(Z)，*Archaeogystrchosphaeroidium* sp. 古刺球藻未定种(Z)，*Octaedrixium* sp. 八面体藻未定种(Z)。

以上共30个种，其中产于上元古界，即青白口系和震旦系的有23个，占77%。

为了进一步印证渭北西部庄河沟组、皇坪组和昭陵组所含微古植物属于晚前寒武纪而不是奥陶纪，下面我们再列举几项早古生代微古植物研究结果，以资比较。

A. 云南昆明附近，在震旦-寒武系界线上下保存完整的多门类化石记录中发现，有刺疑源类的大量出现和三叶虫的最低层位一致(筇竹寺组的玉案段)。在该层位之下的寒武系中虽有丰富的多门类小壳动物、古介形虫及其它类型化石，但微古植物仍然和震旦系相似，以球藻类型为主(罗惠麟等，1984；邢裕劢等，1982)。

B. 陕西镇巴、奥陶系西梁寺组的微古植物组合中，刺球藻群分子占个体总数的77%，球藻群分子占20%，其它为少量双极藻群和梭形藻群分子。奥陶系涧草沟组中的刺球藻分子

占总数的一半以上(傅嘉媛,1986)。

C. 陕西紫阳早奥陶世微古植物中,刺球藻类占属种组成的72%,双极类仅占4.3%,其它类型为15.4%(胡云绪,1986)。

D. 最具对比意义的是一项对华北上马家沟组疑源类的研究。研究报告指出,棘刺亚类在个体组成中占绝对优势,达68.5—73.7%,其次为球形亚类,占23.8—27%,对弧亚类仅占2.5—2.7%(李再平,1982)。

以上列举的几项研究成果说明,寒武纪时随着三叶虫的出现,微古植物群的属种组成和个体组成发生了突然的变化,刺球藻群占有优势地位,和元古代时期以球形藻群为主迥然不同。渭北西部庄河沟、皇坪组和昭陵组的微古植物组合都是以球藻群分子占绝对优势,而其中大多数又都是迄今仅见于上元古界的,因此也为地层层位提供了较为明确的证据。

2. 宏观藻类

Chuaria 之类的碳质膜片状化石,尽管其属性和分类位置仍不很清楚,但由于在全球广泛的地理分布和较为局限的产出层位,当前已普遍用于地层对比。我国的青白口系和震旦系中产出的这类化石尤为多样,据研究,现已可以划分为5个不同的组合(杜汝霖,1986)。从已知的记录来看,这类化石未曾出现于寒武系底界以上的地层(邢裕盛等,1985)。

乾县磨子沟-好时河剖面上的庄河沟组中已发现4个宏观藻类化石产地(符俊辉等,1990)。属、种名称是:*Chuaria circularis* Walcott 圆形丘阿尔藻、*Chuaria* cf. *annularis* Zhen 环形丘阿尔藻、*Shouhaenia shouhsiensis* Xing 寿县寿县藻、*Shouhsienis longa* Xing 长寿县藻、*Ovidiscina* cf. *bagongshanica* Zheng 八公山卵圆形藻(相似种)、*Ovidiscina longa* Du et Tian 长卵圆形藻、*Tawuia dalensis* Hofman 达尔塔乌藻。

根据杜汝霖(1986)的归纳研究,世界已知各地 *Chuaria* 等宏观藻类化石的时限为1100—600Ma,但其中绝大多数化石层均分布在1100—750Ma 时间范围内。他还将燕山晚前寒武纪宏观藻类划分为三个组合。和这个序列比较起来,庄河沟组合因为组成较为单调和缺乏复杂、高级的类型,与其中的第二组合,即下马岭组合相近。含有这个组合的下马岭组的同位素年龄接近1000Ma。

3. 叠层石

皇坪组的白云岩中普遍含叠层石,但是所有从唐王陵至交衙之间见到的皇坪组叠层石又全都硅化而且残破,难于研究和确切鉴定,因此一时尚无直接的地层意义,但是间接的意义还是明确的。我们曾在这些白云岩中努力搜寻可能出现的其它宏观的和微观的类型化石,但都没有结果。而这些白云岩若果真是形成于奥陶纪温暖浅海,则应象背锅山组那样含有丰富多样的浅海生物化石,既然没有,似乎有理由从反面说明该套地层可能不是奥陶系。

兰州附近小康营峡有一段碳酸盐地层,不同作者把它置放在上前寒武系的不同层位上,地层名称和剖面关系也不一致。就岩性而论,这段碳酸盐岩地层既象皇坪组,又象南曹德组——有网状燧石贯穿的叠层石白云岩和杂色薄层灰岩、板岩间互产出。现已鉴定出的叠层石有:兴隆山锥叠层石 *Conophyton singlohgshanense* Zhang et Wang,库什叠层石未定种 *Kussiella* sp. 及通古斯叠层石未定种 *Tungussia* f.。在永登的同一地层中采获卓姆西因泽尔叠层石 *Znzeria tjomusi*。如果小康营这段碳酸盐岩地层如笔者所推测,确实相当于渭北的青白口系地层,那么这些叠层石还是具有我们所期望的地层意义——通古斯叠层石属 *Tungussia* 和因泽尔叠层石属 *Inzeria* 是两个青白口纪地层中常见的属。

4. 唐王陵剖面微体古生物复查结果

鉴于鄂尔多斯盆地西南缘地区以唐王陵剖面为代表的上元古界在地层层位上的长期纷争，在生物地层方面，西北大学地质系有关研究人员作了长期、持续的研究工作，如陈景维、邵磊、叶俭各自对交衔、武申河、唐王陵的岩石薄片的观察研究，符俊辉为搜寻宏观藻类化石对武申河-好时河剖面的检查等。在本课题实施过程中，为进一步确定该套地层的层位，同时核对洪庆玉等人所报道的若干化石实际情况，翦万筹、叶俭、周鼎武和陈刚一起，又在唐王陵剖面上自庄河沟组中的灰岩夹层开始，向上对皇坪组白云岩以及昭陵组中的碳酸盐岩砾石作了较为系统的采样，样品经袁凤钿副教授亲自用弱酸处理后在镜下检查，未发现任何类型的化石残迹或其骨屑。鉴于此，我们认为，本文对以唐王陵剖面为代表的地层归属及其层序的建立是有可靠基础的。

（三）同位素年龄

鄂尔多斯盆地西南缘地区以唐王陵剖面为代表的相应地层同位素年代学研究十分薄弱。除邵磊曾报道一项庄河沟组的年龄值之外，尚未有其它数据可资借鉴。在这次工作中我们曾在昭陵组中采了两组样，南曹德组中采了一组样，送地质矿产部宜昌地质矿产研究所作同位素年龄测定，其中除昭陵组的一组样品因不能拟合成良好线性关系无法使用外，其它均可提供等时线年龄。采样情况及测试结果如下。

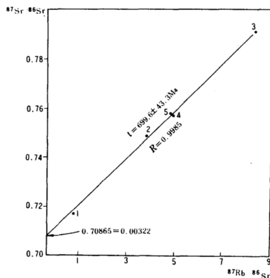


图 2-7 武申河庄河沟组页岩铷-锶全岩等时线图（据邵磊，1989）

1. 据邵磊（1988）报道，“在磨子沟庄河沟组上部粘土页岩中采年龄样品一组，西北冶金地质研究所草测初选后，经北京铀矿地质研究所测定，获得一条线性关系极好的等时线，年龄值 t＝699.5±43.3Ma，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值为 0.70865±0.00322，相关系数 R＝0.9985”（图 2-7）。

以下数据系本次采样，经宜昌地质矿产研究所测试所得结果。

2. 在唐王陵和泔河两处昭陵组下部黑色和灰绿色页岩中采集5个样品，样品均参加等时线处理，获得一条线性关系良好的等时线，年龄 t＝654±19Ma，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值为 0.7139±0.001，相关系数 R＝0.999（图 2-8）。

3. 采自好时河南曹德组中部页岩的7个样品，其中6号样品因偏离拟合线较远而被剔除，只6个样品参加线性处理，得到 Rb-Sr 等时线年龄 t＝599±29Ma，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值为 0.7011±0.0026，相关系数 R＝0.995（图 2-9）。

上述三组等时年龄数据均偏低，但①和②组数据与本章前述所建立的地层层序关系基本吻合，而第③组数据则显著偏低并与前述层序有矛盾。即第③组数据样品采自本区青白口

系最下部的南曹德组，但年龄数据反低于其上覆的庄河沟组和昭陵组年龄数据。对此我们尚无法作出合理的解释，需与采样和测试人员协同，对样品采集、测试处理的不同环节作综合分析，以求得合理解释。即便如此，考虑到国内外细碎屑岩铷-锶等时年龄数据均具有普遍偏低的实际情况（黄宣等，1985），上述三组数据已无可争辩地提供了本区以唐王陵剖面为代表的沉积岩系的形成时代应属晚前寒武纪，而不会是奥陶纪。

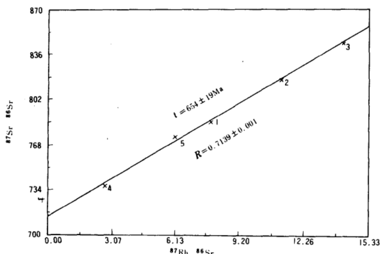


图2-8　唐王陵、泔河昭陵组页岩铷-锶全岩等时线图

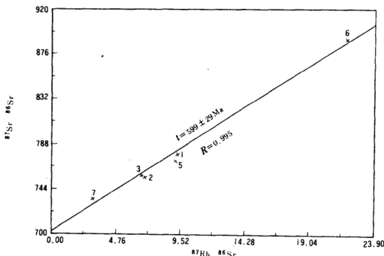


图2-9　好时河南曹德组页岩铷-锶全岩等时线图

三、区域地层对比

如前所述，有关单位认为本区以唐王陵剖面为代表的沉积岩系属奥陶系这一结论，并无

可靠古生物依据，只是在区域地质研究的基础上，按岩性特征的相似性，与相邻的西部陇县地区含化石的地层进行对比作出的。其主要对比地点，一是以陇县背锅山地区为代表，地层由砾状灰岩夹薄层状黄绿色页岩和中厚层灰岩组成，属富含珊瑚、三叶虫、腕足各类化石的上奥陶统背锅山组；二是以陇县龙门洞地区为代表，地层由灰绿、灰黄、黄绿、灰黑色页岩、板岩夹薄层灰岩、砾状灰岩、粉砂质页岩组成，属含丰富笔石及少量珊瑚化石的平凉组(《西北地区区域地层表陕西分册》,1983,《陕西地质志》采纳张文堂1979年的建议已改名为龙门洞组,1989)；三是以陇县段家峡地区为代表，地层由深灰色粉砂质页岩夹薄层灰岩、粉砂岩及层状火山凝灰岩组成，为富含笔石、头足、腕足、珊瑚各类化石的段家峡群，可置于中上奥陶统(《西北地区区域地层表》,1983)，或置于上奥陶统(《陕西地质志》,1989)。《西北地区区域地层表》将背锅山组和平凉组与本文所称的昭陵组、皇坪组和庄河沟组相对比，置于中上奥陶统。《陕西地质志》则将后者统称唐陵群，与背锅山组和段家峡群相对比，将其置于上奥陶统。深入的研究业已证明，陇县地区的上述地层和唐王陵地区的现划晚前寒武纪地层无论在地层组成还是在古生物发育特征方面均存在着以下显著差异。①由古生物发育特征看，陇县背锅山组、平凉组和段家峡群均以发育丰富的各类化石组合为突出特征，表明其形成于以生物繁盛的广阔浅滨海为主的沉积环境；而本区现划的晚前寒武纪地层至今未找到可以肯定的大化石及其残迹，而主要为微古植物和藻类。对于同处于鄂尔多斯盆地西南缘的紧密相邻地区，其间又无特殊构造分隔，应属同一沉积海盆，但二者的古生物面貌具有如此巨大的突变显然是难以合理解释的。②现已查明，背锅山组和唐王陵地区的晚前寒武纪地层整体均具有发育页岩和砾岩的特征，为近源快速堆积的产物，但背锅山组中的砾岩为砾状灰岩，是同沉积的内碎屑，呈厚层状与薄层灰岩和钙质页岩、页岩组合共生，为滑塌堆积；而昭陵组中的砾岩则以大小不等的白云岩砾为主，并可见石英砂岩、花岗岩、石英岩和变质岩砾石，为崩塌-泥石流堆积，分属不同时期、不同特征的沉积体。③研究区虽具强烈构造变形，但上述不同时代地层仍有各自的对应地层。本区东侧铁瓦殿和铜川耀县、富平地区出露的以灰、灰红色厚层块状灰岩、砾状灰岩、瘤状灰岩及页岩和砂岩为组合特征的地层，同样富含珊瑚、腕足类、头足类及三叶虫化石，形成于晚奥陶世；耀县地区以钙质页岩、泥质岩、礁灰岩为组合，含丰富头足、笔石、珊瑚、腕足、腹足化石，属中晚奥陶世桃启坡组，与西面陇县的背锅山组可完全对比。本区的上前寒武系则是逆冲的岩片出露体。综上所述，并充分考虑研究区对以唐王陵剖面为代表的相关地层所作的微古植物、宏观藻类化石的研究，并参考同位素年龄资料，我们相信鄂尔多斯盆地西南缘的上前寒武系层位的存在是毫无疑问的。在此基础上我们可以进一步探讨岩石单位的区域对比。通过与相关地区的对比，又可增进我们对本区地层层位合理性的理解。

对区域地质构造和地层沉积环境的研究表明，渭北西部上前寒武系可能形成于一个有持续的断裂活动的断陷盆地中，以后又受多期变形的影响，以致当前产在一组逆冲-叠瓦席上。这一情况也给地层研究带来困难。但是该套岩石上部昭陵组中有大量白云岩(偶见叠层石白云岩)、燧石和少量石英岩砾石的存在，这使我们有理由推想，这个断陷盆地可能是在与本区东部的洛南晚元古代盆地相似的背景上发展起来的。此外，区域上已确定的晚前寒武纪地层主要系海相沉积，因此，鄂尔多斯盆地西南缘沉积海盆应以某种方式在礼泉以东越渭河地堑与洛南小秦岭相连——这也是课题组当前所持有的一种基本观点。因此在着手对比时我们首先应查明洛南与礼泉两处上前寒武系的对应关系。

洛南上前寒武系的发育和保存均相当完好，其中以洛南群尤为出色。现已查明，洛南群无论在岩石单位或叠层石组合的序列上都可与燕山蓟县群逐一对比。洛南群在灵宝被锆石铀-铅年龄为999Ma的小河岩体侵入，其下伏高山河群和汝阳群又分别有1394±43Ma的全岩铷-锶等时年龄和1492Ma的海绿石钾-氩等时年龄，因此可以认为，洛南群和中国现行上前寒武系地层柱上的蓟县系完全相当（邱树玉，1982；翦万筹，1990）。如果承认鄂尔多斯盆地西南缘和小秦岭的洛南岩序对比的可行性，按上文所作推想，洛南群年龄的上限可限定鄂尔多斯盆地西南缘晚前寒武纪地层开始发育的时间。

现在已经清楚，华北地台在蓟县纪和青白口纪之间有过一次芹峪上升（乔秀夫，1975、1982）。这次隆升作用在颇大程度上改变了地台范围内的沉积-古地理状况（小河花岗岩的年龄说明这一地区当时还伴有深成侵入事件）。青白口系下部，代替蓟县系广泛而巨厚藻白云岩沉积的是分布较为局限的暗色砂、页岩，它们形成于缩小了的、较为封闭的盆地中，这就是燕山的下马岭组和洛南灵宝一带的大庄组（翦万筹，1980、1990；邢裕盛，1989）。礼泉唐王陵的庄河沟组是最易于和这两者对比的，因为三者同是一套暗色页岩沉积（虽然各有差别），又都是芹峪上升之后形成的青白口系岩序下部的岩石单位（虽洛南缺失大庄组之上的青白口系，而鄂尔多斯盆地西南缘在庄河沟组之下还有南曹德组）。此外，庄河沟组所含宏观藻类化石内容较为单调，和下马岭组也相似，所以把庄河沟组与大庄组和下马岭组对比可能是最好的选择。

从区域地质资料和古地理研究（乔秀夫等，1985）可知，燕山青白口纪盆地的发育和演化经历了两个阶段，其间又有一次海退和沉积间断。早期盆地范围较小且较封闭，沉积了下马岭组；晚期范围较广，形成超覆，并与胶辽徐淮，乃至豫西海相连，沉积了广义的景儿峪组。燕山广义的景儿峪组现已划分为两部分，下部砾岩、燧石角砾岩、红绿色砂页岩（局部含海绿石）另称长龙山组（或龙山组、骆驼岭组，其中含有内容丰富多样的宏观藻类化石），而景儿峪组一名专指上部的杂色薄层灰岩。据研究，燕山景儿峪组杂色薄层灰岩在华北地台东部和南部具有极好的可比性。现在人们把燕山景儿峪组、辽南南芬组、鲁南豹山口组、皖北刘老碑组、豫西董家组和何瑶组全部置于同一层位上。

可能与燕山下马岭期之后海退同时，洛南-灵宝地区的盆地在这时也升出海面，并持续至青白口纪的以后时期，没有再接受沉积。因此大庄组之上直接为罗圈组覆盖，这使我们对比鄂尔多斯盆地西南缘与燕山青白口系上部地层时失去了一个中间环节。但是，本区皇坪组和燕山长龙山组的可比性仍然存在，或者，还可以说是很好的。两者都位于一套暗色页岩之上，其下部又都有燧石角砾岩存在，剖面上部红色和黑绿色砂页岩也是两处共有的。一个不大的差别是长龙山组的砂页岩中有较多的海绿石，而皇坪组中只少量出现。另一个不同点是皇坪组中有叠层石白云岩存在，而长龙山组却没有，这种盆地中的局部差别是一种常见的现象。例如，燕山西段的下马岭组中含叠层石白云岩，而东段却没有，可为一证。由上述总体情况可知，皇坪组和长龙山组是可比的。

昭陵组因为主要是一套“含砾泥岩”，所以当1964年黄河水利委员会一支精锐地质小分队来到泾河东庄考察时，首先把它和当时有关罗圈组相联系而将其归入震旦系。1978年曾在洛南上前寒武系分布区工作过的西北大学有关人员也持同一看法。后来又相继有几位学者讨论唐王陵砾岩的问题，认为是一套冰筏沉积，称罗圈组（张文堂，1979；张吉森和费安琪，1980；刘鸿允，1981）。但是这种意见一直没有被在那里工作的多数地质人员接受（王明长，

1983；李钦仲、杨应章，1983；洪庆玉，1985），他们认为那套沉积属奥陶系，其成因也和冰川无关。

课题组考虑到：1. 这套含砾泥岩，无论其成因如何，在鄂尔多斯盆地西南缘作为一个稳定产出的岩石单位与已知的奥陶系无法对比；2. 该套地层与洛南、豫西一带的寒武系之下，且被一个分布广泛的铁锰风化壳所隔开的那一套罗圈组则对应良好；3. 已报道的化石的属性或层位不能支持其属于奥陶系层位的观点，而相当充实的微古植物材料则能明确地证明它应属上元古界；4. 同位素年龄数据与地质、古生物研究结果一致，因此同意采纳叶俭对“昭陵组”的命名，并认为是震旦纪的水下重力流沉积，而且在经过两年工作后将原来的三个岩性段扩大到六个。

但是由于人们对晚前寒武纪杂砾岩的成因已有不同解释，因此用气候地层学的原理和方法来着手对比也不再可信。随着昭陵组被确定为重力流沉积（叶俭，1983），豫西的罗圈组已由最初的冰碛层逐步被认识到有重力流的参与，因此将分布于华北陆块南缘并平行于秦岭海槽的这一套震旦纪时期的陆缘沉积体，作为拉伸裂陷的特殊背景产物是有可能，也有必要作重新认识的。因此，我们认为，鄂尔多斯盆地西南缘的昭陵组，小秦岭和豫西的罗圈组应为同时期、同环境下的陆缘沉积体，它们更可能是伸展背景的粗碎屑沉积。

第三章　晚前寒武纪沉积相

按照课题要求，研究区晚前寒武纪地层的沉积相是本次工作的重点，其它时代地层沉积相均有专题研究，不再重复。本区由于断层破坏，晚前寒武纪地层出露不全，蓟县系只在岐山以北局部出露，主要为硅质条带微晶、粉晶白云岩，部分为硅化叠层石白云岩，是滨海潮坪沉积。因其岩性较单一，且顶、底均不完整，未曾测制沉积相剖面，故只对该区分布较广的青白口系的南曹德组、庄河沟组、皇坪组和震旦系的昭陵组测制了系统的沉积相剖面。现由下而上分别对各组沉积相特征加以讨论。

一、南曹德组

南曹德组由碳酸盐岩和陆源碎屑岩组成(图3－1)。

1. 主要岩石类型

(1)砾屑灰岩

本组的砾屑灰岩呈红色、灰色或浅灰色。砾径长2—4cm，也有的长10—20cm。胶结物为微粉晶方解石。大部分砾屑磨圆度较好，呈圆—次圆状，砾屑含量为80—90%。有的砾屑灰岩砾径较长，为10—20cm，还有些长30—40cm，这类砾屑呈长条状，磨圆较差，次棱角状，未经波浪反复搬运。

(2)砂屑灰岩和含砂屑粉晶灰岩

砂屑由粉晶灰岩组成，粒径0.03—0.1mm，次圆—圆状，前者含量60%，后者含量10—20%。此外有少量石英粉砂(5%)，粒径0.02—0.05mm，呈棱角状，胶结物为粉、微晶方解石，含量35%，有的含黄铁矿和少量白云石。沉积构造除水平层理外，尚可见沙纹状斜层理和波状层理。

(3)微粉晶灰岩

一般为灰黑色或浅红色，薄层状。方解石晶粒一般以0.03—0.05mm为主，次为0.01mm±，大都含1—2%的粉砂，有时粉砂可集中成条带。有些粉细晶灰岩中含铁白云石，自形，可达10%。这类岩石一般均具水平层理，有些层段的灰岩层面上可见波痕。

(4)页岩

具黑色、红色、灰绿色不同色调，有的含钙，一般均含少量粉砂，发育水平层理。页岩或单独出现，或与薄层微粉晶灰岩呈互层，是浪基面以下水体较平静环境的沉积物。

(5)石英砂岩和含砾石英砂岩

本组的石英砂岩是一种较特殊的碎屑岩，其中石英含量并不高，一般为2—5%，最高可达10%，但燧石含量高达90—95%；有时可见少量粉晶灰岩或泥质粉砂岩和细砂岩岩屑。一般粒径较粗(0.3—0.8mm)，也有1mm±的，或大于2mm的砾石。磨圆度好，次圆—圆状。有

的石英砂岩中含砾，砾石含量为1%或15%，砾径1—4cm，最大20cm，砾石磨圆较差，次棱—棱角状。砾石成分为灰色和浅红色粉晶灰岩，一般在砂岩底部出现。胶结物为细晶方解石，有的含少量自形白云石，常交代石英和燧石，含量为10—25%。据粒度分析(图3-2)：其概率累积曲线较陡，斜率约为60，标准偏差$\sigma_1=0.25—0.41$，$SK_1=-0.2084—-0.0329$，$K_G=2.955—3.037$，频率曲线为对称的单峰曲线。

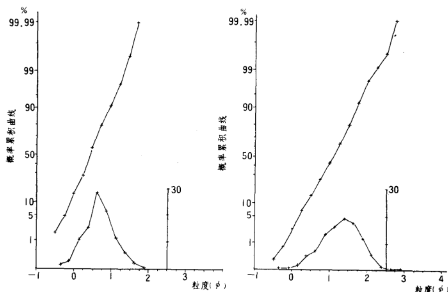


图3-2　南曹德组石英砂岩概率累积曲线与频率曲线图

该类岩石呈厚层块状，或呈中厚层状，发育平行层理，亦可见楔状斜层理。含砾石英砂岩具粒序层理。常夹有薄层含砂泥灰岩。中厚层状的石英砂岩常有波状层理。

(6)副砾岩

为本组中很少见的一类岩石。砾石含量30—70%，砾石成分主要为灰白和浅红色粉晶灰岩，少量灰色纹层状灰岩和砾屑灰岩。砾径一般为1—4cm，最大为40—50cm。砾石磨圆较差，棱角一次棱角状，杂基支撑，基质为石英粗砂岩，砂岩成分同上。砾石显粒序层理，下面砾石较粗，含砾也较多，厚80cm—1.8m，延长不远，呈透镜体状。

(7)砂质粉晶灰岩

含20—40%的砂，砂的成分为石英(20%)和燧石(80%)，次棱角一次圆状，粒径0.2—0.5mm，方解石含量60%，粉细晶结构，它形，常有少量自形含铁白云石(2%)。这类灰岩常为薄层一中厚层状，有时与粉晶灰岩成互层，或过渡为石英砂岩。

(8)灰绿色沉凝灰岩

主要由绿泥石(70%)和微晶灰岩内碎屑(15%)组成，还有少量方解石、碳质和绿泥石。具残余玻屑结构。沉凝灰岩常夹于灰绿色页岩中。

(9)紫红色含大角砾页岩

这类岩石是本组中的特征岩石，厚达百余米。其基本岩性为正常沉积的紫红色页岩夹少量薄层状(厚1cm左右)浅红色粉晶灰岩，均具水平层理。但在这些具水平层理的紫红色页岩中，却出现了大量巨大的角砾，含量可达40—70%。这些巨砾，有的长达4—5m，甚至有20—30m者，大都呈次棱角一棱角状。砾石成分复杂，有白色石英砂岩、紫红色页岩、灰绿色页岩、浅绿色凝灰岩和红色燧石等。除后两种含量较少外，其它砾石均常见到，构成色彩非常鲜艳的画面。上述不同成分的砾石大都可在其下伏层中找到，显然是近源的。这些各种各样的巨石，可将基体的层理截断，也可将层理压弯，甚至可见基体也随砾块弯曲变形的现象。不仅如此，有些长条状砾屑灰岩本身也弯曲变形。据此可分析，砾块本身在坠入基体时还未完全固结成岩，基体本身也未完全固结成岩，因而砾块与围岩一起均在未完全固结成岩的状态下发生了变形。从砾块的大小变化来看，似有向南增大的趋势。

(10)灰色钙质副砾岩

含砾60—70%，砾石成分为黄、灰、黑、浅红色微粉晶灰岩，长条形，次棱角状，一般长2—4cm，最大30cm，杂基支撑，基质为方解石。长条形灰岩砾石大致定向排列。据其基质含量较多的情况分析，应是一种碳酸盐岩的碎屑流。它呈透镜体状，与紫红色含大角砾页岩出现在同一层位。但在好时河剖面中出露位置偏西。

2. 沉积相

依据上述主要岩石类型的沉积特征和岩石组合特征分析，本组的沉积相可分为滨海潮坪、浅海、三角洲相三种类型(图3-1)。

(1)滨海潮坪相

潮坪相主要为紫红色页岩与薄层状浅红色微粉晶灰岩互层，间夹中厚层灰白色砂质灰岩、石英砂岩和砾屑灰岩。常见水平层理和波状层理，层面可见浪成波痕，波峰脊线较直。考虑到这里有波浪作用，以及与波浪作用有关的砾屑灰岩的颜色又为氧化色——红色，故推断它形成在浪基面以上的滨海环境。由于缺乏暴露标志，所以应形成于滨海相潮下带，是碳酸盐岩和陆源碎屑灰岩共同组成的混合潮坪沉积。

(2)浅海相

本组的浅海相主要有以下几种岩石组合：①紫红色页岩与薄层状浅红色微粉晶灰岩互层，间或夹有中厚层灰白色或浅红色砾屑灰岩；②紫红色页岩夹灰绿色页岩和沉凝灰岩；③薄层状灰黑色灰岩夹黑色(浅红色)页岩；④薄层状灰白色微粉晶灰岩与紫红色微粉晶泥灰岩互层。

上述各种岩石均具水平层理，薄层状，形成于浪基面以下的浅海环境。但从颜色上还可分出较深水或较浅水，一般呈红色者水较浅，呈黑色者水较深。

值得提及的是，在该相带紫红色页岩夹薄层浅红色灰岩中发育了一套崩塌沉积，即前述的大角砾页岩。其角砾之大，不是一般水动力条件所能搬动，而基质又是具水平层理的正常浅海沉积，因而这种正常细粒沉积物与其中的大角砾不是同时沉积的，只有崩塌作用可以产生，因此大块角砾页岩应是浅海环境中的崩塌堆积。

从砾石本身具有揉皱，围岩也绕砾块弯曲变形的现象来看，崩塌作用是与沉积作用同时的，均是在沉积物尚未固结成岩时发生的，甚至部分砾块也未成岩。据砾块大都为下伏沉积物分析，崩塌的发生很可能与同生断裂活动有关：断裂使一侧沉积物抬升，下伏岩层的位置高于沉积盆地而成为一构造斜坡，由于斜坡不稳定而发生崩塌，岩块堕入沉积盆地(图3-

3)。崩塌角砾岩的沉积厚度大于100m，可见崩塌持续的时间还是相当长的。另外，从岩块的大小分布来看，向南岩块有增大的趋势，据此推断构造斜坡的上升盘应在沉积盆地南侧。这样，碳酸盐岩碎屑流的出现，也就不足为怪了。

还须指出，有些浅海相紫红色页岩中夹有灰绿色页岩和沉凝灰岩，表明该时期曾有火山活动，致使火山喷发的碎屑物质从大气中降落到沉积盆地。这次火山活动与构造变动之间的关系是应注意的问题。

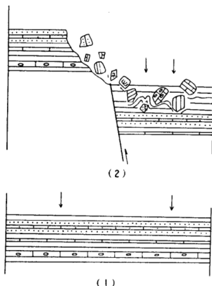


图3-3 南曹德组崩塌(同沉积)示意图

(3)三角洲相

在碳酸盐岩为主的沉积盆地中，出现一种粗粒的陆源碎屑岩，一般来说，这是盆地边缘有剥蚀区存在的证明，尤其是浅水盆地更是如此。鉴于前述南曹德组的沉积相主要是滨海潮坪、浅海相，因此，出现厚层的石英砂岩和含砾石英砂岩，表明距盆地不远有古隆起存在，而古隆起主要是由硅化的石灰岩组成，因为这些石英砂岩的碎屑主要是灰白色燧石，砾石则是灰色、浅红色灰岩。

南曹德组中的石英砂岩，曾有人将其当作深水浊流看待，但我们认为其形成于浅水环境，不可能出现浊流。从石英砂岩本身的沉积特征看，砂岩主要是颗粒支撑，概率累积曲线(图3-2)较陡，斜率约60，标准偏差$\sigma_1=0.41—0.52$，峰态$K_G=2.95—3.0$，偏度$SK_1=-0.03—-0.2$，频率曲线为单峰对称型，反映碎屑分选较好，磨圆度也较高。按弗里德曼(1962)划分的沉积环境与σ_1的关系，或标准偏差与偏度的关系(图3-4)，这类砂岩应属海滨砂。但考虑到其中共生的岩石中除灰岩外，还有含砾石英砂岩和砾质石英砂岩及副砾岩，砾石成分为棱角状石灰岩，砂岩中也常见磨圆了的灰岩碎屑，是近源的快速沉积，因此，我们认为这是河流带入盆地的碎屑经波浪改造后形成的三角洲沉积。这也可由砂岩中具楔状斜层理和平行层理得到进一步证明。

这类砂岩分布较广，向西至凤翔县冯家山水库均有出露。在剖面中，集中分布在三个层段，在第一和第三层段中厚度较大，为47—48m。其两次集中出现表明，古隆起有两次强烈上升，在地形相对高差较大时遭受剥蚀，使粗碎屑进入沉积盆地。当剥蚀作用进行一段时间后，剥蚀区准平原化，碎屑物质很少或没有进入盆地。这时盆地中只有细粒粘土和碳酸盐岩沉积。因此，这两次集中的碎屑岩沉积很可能是构造活动的产物。

从上述各种沉积相在剖面上的分布来看(图3-1)，由下至上可以分出潮坪、浅海、三角洲、浅海、潮坪、浅海、三角洲、浅海相，浅海相中有崩塌、碎屑流等相带。其中可看出三个由深变浅的序列。三角洲沉积是在由深变浅、再变深时出现的。从剖面上看，是下细上粗的序列，具进积型三角洲特征。而崩塌是在三角洲沉积之后发生的，也是在水体变深时发生的。因为

在崩塌之后，紧接着是庄河沟组的浅海较深水盆地沉积（见后述）。

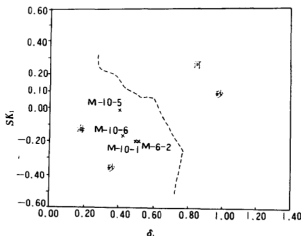


图3-4　南曹德组石英砂岩标准偏差σ_1与偏度SK_1关系图（据弗里德曼，1967）

二、庄河沟组

庄河沟组主要由页岩和少量砂岩、碳酸盐岩和副砾岩组成（图3-5）。

1. 主要的岩石类型

（1）页岩

黄色，主要为水云母组成（95%），也有少量绿泥石（3%），具显微鳞片结构，定向排列，集合偏光现象明显。含少量粉砂（2—3%），有的含粉砂量较高（40%），成为砂质页岩。发育水平层理。

（2）灰岩

灰色，薄层状，微晶结构，含少量粘土矿物和粉砂，水平纹层明显。

（3）白云岩

浅灰色、粉晶结构，自形—半自形，含粉砂2%，具水平层理。

（4）砂岩

有两类。一类为石英杂砂岩，碎屑主要为石英，占97%，长石和白云母碎片只有3%。粒径为0.04—0.09mm，碎屑磨圆较差，次棱角—棱角状，胶结物为水云母，分布不均匀，含量15—20%，颗粒—杂基支撑。从粒度分析结果看，概率累积曲线（图3-6）为两段式，较陡，斜率约60，标准偏差$\sigma_1=0.4469$，偏态$SK_1=0.5168$，峰态$K_G=3.282$，说明分选较好，频率曲线为单峰，正偏。这类石英杂砂岩常呈透镜体夹于该组上部页岩中，透镜体一般厚2—4cm，长3—4cm，可见沙纹斜层理。还有一些粗粒的石英杂砂岩，碎屑成分主要为石英（65%），次为燧石（35%）。粒径为0.1—0.4mm，次圆状为主，少数次棱状和圆状。颗粒—杂基支撑，基质为水云母和绿泥石，含量20%。粒度分析结果，标准偏差$\sigma_1=0.5693$，偏态$SK_1=0.5389$，峰态$K_G=3.236$。概率累积曲线（图3-7）较陡，斜率为50，频率曲线为单峰、正偏。这类砂岩位于该组底部。

另一类为石英砂岩，石英占75—90%，燧石占10—25%，其中以粒径0.1—0.2mm为主，粒径0.3mm±较少，有的砂岩粒径为0.4—0.5mm，最大2.5mm。碎屑磨圆好，次圆—圆状，石英胶结（呈再生边），含量为5—8%，并见有自形含铁白云石交代石英，含量为5—10%，颗粒支撑，颗粒间呈缝合线（凹凸）接触。在有些粗砂岩中可见粉砂质粘土局部集中，含量高达10%，其概率累积曲线（图3-8）陡且直，斜率约60，标准偏差$\sigma_1=0.3941—0.4799$，偏态$SK_1=0.1103—0.0070$（图3-9），峰态$K_G=2.885—2.512$，频率曲线为单峰对称型，或带一小峰的双峰对称型。均为分选好，磨圆好的砂岩。这类砂岩位于本组底部。

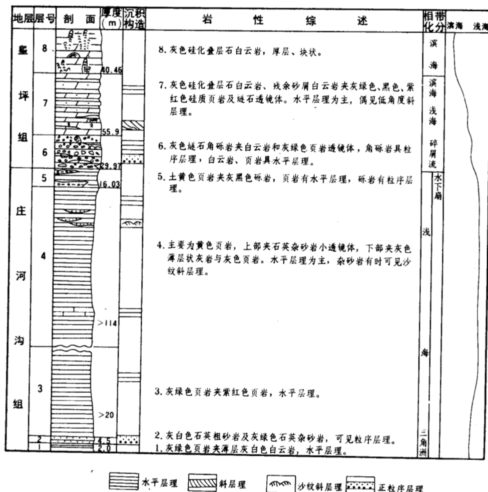


图3-5　礼泉皇坪青白口系沉积相柱状剖面图

（5）砾岩

砾岩含量60%，砾石成分以灰黑色页岩和燧石为主，白云岩砾石较少；一般砾径为2—3cm，最大50—102cm；砾石磨圆度较好，次圆状为主。长条形砾石定向排列，并有明显的粒序层理。基质主要为粘土和细—中晶白云石。与庄河沟组黄绿色页岩成齿状相交。

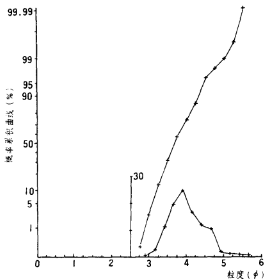


图3-6　庄河沟组上部石英杂砂岩粒度分布图

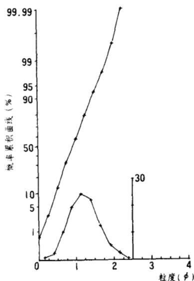


图3-7　庄河沟组下部石英杂砂岩粒度分布图

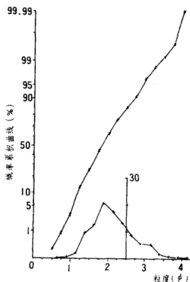


图3-8　庄河沟组石英杂砂岩粒度分布图

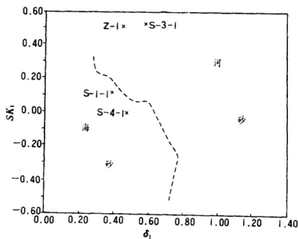


图3-9　庄河沟组砂岩标准偏差σ_1与偏度SK_1关系图(据弗里德曼,1967)

(6)角砾岩

砾石含量60—80%，角砾成分以黑色燧石为主，偶见白云岩砾石，长条形，次棱角状。一般粒径为1—2cm，定向排列，白云石胶结。这种角砾岩呈箱状小透镜体，长1.5—2m，厚约70cm，赋存在上述砾岩中，与砾岩界线清楚。小透镜体一个重叠在另一个之上，不同透镜体中的角砾排列方向不一致。

2. 沉积相

总体而言，庄河沟组是浅海相，局部有小型三角洲和水下扇伴生(图3-5)。

(1)浅海相

浅海相是庄河沟组的主体沉积相，主要由黄绿色页岩和灰色薄层状灰岩组成。它们均具水平层理，都是在浪基面以下沉积的，联系到其上覆皇坪组为潮坪沉积并有生物礁相，因此它不可能是深水沉积。

再从黄绿色页岩中常夹薄层粉—细粒石英杂砂岩小透镜体来看，砂岩分选较好，概率累积曲线较陡，但磨圆度较差，未经长距离搬运。在弗里德曼的σ_1与SK_1关系图中(图3-9)，样点落在河流区，也就是说是流水作用形成的，这与该砂岩中常见小型沙纹斜层理是有联系的。因此这些小砂体为底流搬运而成。但这种底流规模小，与深海大规模的底流活动不同。

(2)三角洲相

该组底部形成时水体较浅，主要形成灰绿色页岩夹紫红色页岩，并有石英砂岩和石英杂砂岩。将这里的石英砂岩和杂砂岩的粒度参数投入σ_1-SK_1关系图中，石英砂岩落入海沙区，石英杂砂岩落入河流沙区。可见，石英砂岩曾经波浪作用反复簸选，细粒物质被带走，所以杂基很少，胶结物为石英和白云石。而杂砂岩未经很好的簸选，与碎屑同时沉积的粘土基质仍保留了下来，可见这类砂岩堆积速度很快。但石英杂砂岩和石英砂岩的物源区可能相同，只是碎屑进入盆地后有的未被改造，保留了河流沉积的特征；有的则被改造了。因此，这些砂体既与波浪作用有关，又与河流作用有联系，也应是一种三角洲相。但这一三角洲相处于浅海的较浅部位，应与庄河沟组上部较深环境有所区别。

因此，庄河沟组虽为浅海相，但下部水浅，上部较深，且下部伴有三角洲相。

(3)水下扇

该组顶部出现的砾岩和角砾岩，由于它们均为杂基支撑，显然与下面即将叙述的昭陵组砾岩类似，为泥石流沉积。而角砾岩的小透镜体为泥石流和分支水道，是海底扇的中扇，但扇体不大，厚度仅有3m，它们向东尖灭于黄绿色页岩之中。这一小规模水下扇的出现反映出盆地处于不稳定状态，是皇坪组叠层石礁大规模崩塌的前奏。

庄河沟组的沉积相由下至上有如下的变化(图3-5)：浅海、浅海上部有三角洲、浅海下部有底流和浅海水下扇。这一演化过程，反映庄河沟组沉积时水体是由浅变深的。三角洲出现在水体较浅时，而水下扇出现在水体变深时。

三、皇坪组

皇坪组主要由白云岩组成，间有页岩和角砾岩(图3-5)。

1. 主要岩石类型

(1)白云岩

有三类。一类呈灰色，由细晶或中—粗晶白云石组成，白云石多为它形粒状，也有半自形—自形者，晶粒镶嵌紧密，常含少量燧石岩屑、石英粉砂和粘土。另一类为角砾白云岩，白云石为细—粉晶结构，它形—半自形，含量70—75%，含砾石25—30%，砾石成分主要为燧石，偶见白云岩岩屑，砾石呈次棱—棱角状。第三类为硅化叠层石白云岩，叠层石有柱状、层纹状、穹窿状等不同形态，但由于硅化作用较强，或顺层或沿柱体间隙交代，或沿其它裂隙交代，使白云岩成为硅化叠层石白云岩或硅化白云岩。白云岩本身仍由它形细晶白云石组成。

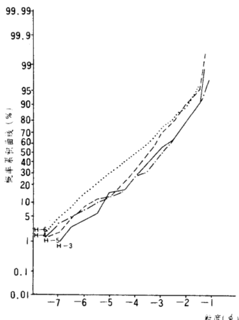


图3-10　皇坪组燧石角砾岩粒度分析图

（2）页岩　灰绿色、紫红色和灰黑色，常硅化成硅质板岩。页岩主要由水云母矿物组成。具显微鳞片结构和定向排列，集合偏光明显，含少量粉—细砂（5—8%）。有的页岩中玉髓含量可达40%。页岩中有时含燧石结核或透镜体。

（3）角砾岩　该角砾岩很特殊，角砾含量50—66%，杂基支撑，角砾大都由薄板状燧石组成，也有块状燧石，只有少量白云岩砾石，一般砾径为2—4cm，粗的为14—30cm，最大砾石的长径可达150cm。基质为白云石。从粒度分析结果看（图3-10），标准偏差$\sigma_1 = 1.27—1.29$，分选较差。

2. 沉积相

根据上述各类岩石的组合特点，皇坪组沉积相有三种类型：滨海相叠层石生物层、浅海相—滨海相潮下带和叠层石礁礁前碎屑流。

（1）叠层石生物层

主要为厚层块状、不显层理的残余叠层石白云岩。这些叠层石大都是柱状的，有分枝，单个柱体宽十几厘米、高70—300cm左右，成群成带分布，是具有较强抗浪能力的一种叠层石。叠层石的弧顶大都向上，显系原地生长的。有时也见穹窿状和层纹状及横断面呈同心圆状的叠层石，歪倒的柱状叠层石也可见到，后者极可能是遭受大风浪和冲击而倒塌的。这些以原地生长为主并保留骨架的叠层石，无疑是一种生物礁。由于它没有明显的隆起，厚度较稳定，所以称为叠层石生物层。而叠层石的发育正是潮坪环境的反映。

由于叠层石组成的藻礁内有大量孔隙，导致硅质交代现象普遍发育，或沿叠层石柱间的孔隙硅化，或向柱内渗入，交代了叠层石的弧形层。此外，还有沿节理裂隙分布的硅质条带和脉。

本组的叠层石生物层，东起礼泉昭陵，西至麟游安舒庄均有分布，长约40km，厚30—40m，比较稳定（图3-11）。再向西在麟游安舒庄可能被剥蚀只有厚1m的叠层石白云岩，而在交街未见原地生长的叠层石。

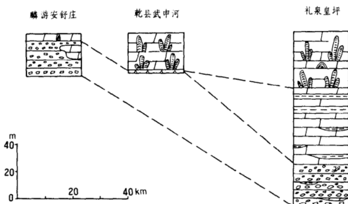


图3-11　皇坪组叠层石礁及礁前碎屑流分布图

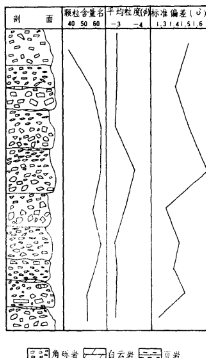


图3-12　礁前碎屑流剖面中颗粒含量及粒度特征

(2)浅海-滨海相潮下带

该相带主要由厚层块状白云岩、硅化叠层石白云岩与灰绿色、紫红色、黑色页岩的互层组成，二者有时成指状穿插，或互为透镜体。一般页岩、白云岩均具水平层理，有时在砂质白云岩中可见低角度斜层理。白云岩中的叠层石有的为层纹状，有的为树枝状，有的原地生长，有的倒置，但均已硅化。一般叠层石都在浅水潮坪环境生长，这里偶而能见到波浪作用。因此认为它是在浅海—滨海潮下带环境形成的。

(3)叠层石生物层礁前碎屑流

这一碎屑流就是以前面已提到的燧石角砾岩为主组成的，夹有砂屑白云岩和页岩的透镜体。上部角砾渐少、变小，成为角砾白云岩。下部的角砾岩共由九个粒序层组成(图3-12)，有的为正粒序，下粗上细；有的为逆-正粒序，底细—下粗—上细。

每一粒序的粗粒部分，除燧石角砾外，常有较多白云岩砾石，偶尔见有页岩砾石。一般砾径为14—30cm，最大砾石长径为1.5m。较大的砾石常呈次圆—次棱角状，长轴大致定向排列。

粒序层理的细粒部分，基本上全为燧石角砾。值得注意的是燧石都呈片状或薄板状，长

径约为2—4cm，厚1—2mm。它们弯曲而具弧面或有分叉，大都呈次棱角—棱角状，大小较均一，定向排列，呈漂浮状搬运。燧石的这种特殊形态显然与燧石的原生构造有关，即与叠层石有关，是硅质交代的叠层石破碎的产物。我们也确实在砾石中找到了比较完整的叠层石及弱破碎至强烈破碎的各种叠层石碎片。由此可见，这种角砾岩是附近叠层石礁崩塌破碎略经搬运堆积而成的。因此将其定为礁前碎屑流。这种碎屑流搬运距离有限，规模也不很大，因为底部砾岩明显向东尖灭并与页岩呈指状交叉(图3-13)。

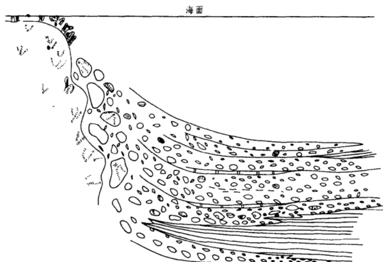


图3-13 碳酸盐台地生物礁崩塌形成生物碎屑流

在角砾岩的每一粒序的顶部，常出现具水平层理的残余砂屑白云岩、泥质白云岩或页岩透镜体。这种透镜体一般不大，长4—6m，最厚处为20—35cm，与角砾岩界线明显，它代表一次碎屑流的结束，说明该碎屑流不是一次堆积的，每次堆积的厚度与规模也不一样。下部每次堆积的厚度为2m左右，向上厚度渐增，每次为3—4m，砾石含量也增多，平均粒度也增大，显示出碎屑流强度渐增，水动力能量渐次加大。近顶部时，每次碎屑流堆积厚度减薄，平均粒度减小，砾石含量也减少，只有36.2%，成为角砾白云岩。由此可见礁前碎屑流经历了一个由弱—强—弱的发育过程。

这一礁前碎屑流自东向西延展50km余，只是武申河出露不多。但向西，角砾都变小，一般砾径只有0.5—1cm，偶而可见长20cm者。

上述表明，皇坪组的沉积相是在庄河沟组浅海相的基础上形成和发展的，由下向上依次为：叠层石礁礁前碎屑流、浅海—滨海相潮下带、潮下带叠层石生物层。

由沉积相的依次演化可看出，该区的叠层石礁似乎不只限于现在的这一个层位。礁前碎屑流的发育显然是剖面下部还有叠层石礁发育的反映，也就是说本区曾有过两期叠层石礁，其一是皇坪组早期形成的，其二是皇坪组晚期形成的。前者是皇坪组底部礁前碎屑流的物质来源，后者是昭陵组底部的崩塌、泥石流沉积物的主要物源。

这两期叠层石礁，都是在盆地由深变浅的过程中形成的。早期的叠层石礁是在庄河沟组

浅海相的基础上发育的；晚期则是在浅海—滨海相潮下带的基础上发育起来的。但早期叠层石礁的位置与现在的位置不一致，只是相距不远而已。

早期的叠层石礁由于崩塌而受到破坏，在盆地中形成了礁前碎屑流；而晚期的叠层石生物层由于隆起也受到破坏，或崩塌，或剥蚀，给昭陵组的沉积提供了物质基础。看来，这种崩塌、隆起，都是与构造活动分不开的，是生物礁受到破坏的主要原因。

四、昭陵组

鄂尔多斯盆地西南缘的昭陵组以其分布较广，厚度较大，主要由砾、砂和泥组成的一套粗细混杂的碎屑岩，为其突出特点（图3-14、3-15、3-16）。

如按F·J·佩蒂庄的分类，本区的近千米厚的地层均归入副砾岩类，则不能反映地层的岩石组合特点，也不便于室内外工作。因此，我们先按砾石基质的相对含量，分为含砾泥岩、砾石泥岩、副砾岩、砾岩和正砾岩五个亚类；然后，再按岩石中主要碎屑组分的相对含量进一步分为白云质、硅质、云硅质、复成分云质副砾岩等类型（表3-1）。其中白云质系指砾石成分主要为白云岩，其它成分很少；硅质指砾石成分主要为燧石，白云岩砾石较少；复成分云质指砾石成分主要为白云岩，但有较多的花岗岩、片麻岩、石英岩等砾石。其余类推。

表3-1　昭陵组岩石分类表

佩蒂庄的分类	砾石含量	本文分类				
		碎屑主要成分				
		硅质	白云质	硅云质	云硅质	复成分云质
副砾岩 基质>15%	2—5%	硅质 含砾泥岩	白云质 含砾泥岩	硅云质 含砾泥岩	云硅质 含砾泥岩	复成分云质 含砾泥岩
	15—30%	硅质 砾石泥岩	白云质 砾石泥岩	硅云质 砾石泥岩	云硅质 砾石泥岩	复成分云质 砾石泥岩
	30—50%	硅质 副砾岩	白云质 副砾岩	硅云质 副砾岩	云硅质 副砾岩	复成分云质 副砾岩
	50—85%	硅质 砾岩	白云质 砾岩	硅云质 砾岩	云硅质 砾岩	复成分云质 砾岩
正砾岩 基质<15%	85—95%	硅质 正砾岩	白云质 正砾岩	硅云质 正砾岩	云硅质 正砾岩	复成分云质 正砾岩

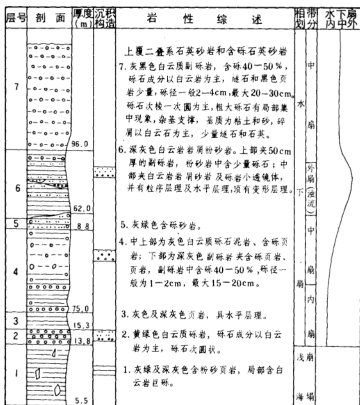
含砾泥岩、砾石泥岩、副砾岩、砾岩等类型可单独成岩，也可几种类型组合成一层。如有些具粒序层理的副砾岩，下部砾石含量高，为副砾岩，向上砾石含量变少、变小，依次变为砾石泥岩、含砾泥岩、甚至变为页岩。

1. 主要岩石类型

(1)页岩和大角砾页岩

页岩主要呈灰绿色、灰黑色和紫红色，具粉砂泥质结构，粉砂含量一般在5—40%之间，粘土矿物主要为水云母、伊利石和绿泥石，定向构造显著，集合偏光明显，水平层理发育。主要分布于武申河、梁窑和麟游昭陵组的底部，部分在其上部。在礼泉皇坪村附近和武申河的

南月圆，常见页岩中有灰黑色硅质交代残余叠层石白云岩的巨砾和白云岩大角砾。角砾大者长径有十几—三十几米，小者也有十余厘米—四十余厘米的，均呈次棱—棱角状。角砾分布不均，有的地方零散分布，有的地方多而集中，集中处砾石可达30—50%。页岩的层理常被角砾压弯或扰乱，甚至部分被角砾截断，显然角砾与页岩不是同时沉积的。页岩沉积时，这些巨大的角砾进入了比较平静的沉积盆地，显示为一种非正常沉积。从角砾成分看，它们主要



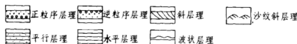


图3-16 麟游交界昭陵组沉积相柱状图

是硅化的残余叠层石白云岩和晶粒白云岩，与皇坪组的岩石一样，可见它们是从下伏的皇坪组叠层石礁崩塌下来的。因此，我们称这种页岩为大角砾页岩，是崩塌堆积与盆地沉积共同组成的一种堆积体，也有人称之为野复理石。这种大角砾页岩在非单层区段，其间可夹砂岩透镜体、副砾岩和砂屑白云岩等。

(2)副砾岩、砾石泥岩和含砾泥岩

本区的副砾岩类呈灰色、灰绿色和浅红色。成分上有硅质、白云质和硅云、复成分云质三类。灰色硅质副砾岩、砾石泥岩和含砾泥岩中砾石成分主要为燧石(含量60—85%)，次为白

云岩(15—40%),还有少量黑色页岩及个别花岗岩和火山岩砾。砾石圆度较差,以次棱角状为主,平均圆度0.3—0.47。砾径一般为2—8cm,最大25—30cm,个别可达2m,分选较差,概率累积曲线(图3-17)[1] 显示粒径分布范围较大(-1φ—-8.5φ),斜率较低,约45左右,σ_1=0.82—1.72。基质支撑,基质主要为粘土和砂,占全岩的60—70%。镜下观察,粘土主要由水云母组成,占60—80%。砂的成分主要为燧石,少量为石英和白云石,共占20—40%,碎屑磨圆差,次棱角状,分选差。这种副砾岩或不显层理,厚层块状,或显下粗上细的正粒序层理,或下细中粗上细的逆正粒序层理。单层一般厚4—10m,少数厚13—28m。

白云质副砾岩、砾石泥岩和含砾泥岩一般为灰黑色,其中砾石成分主要为灰色白云岩,灰黑色燧石和5—10%的黑色页岩。砾径一般为2—4cm,最大40cm。砾石磨圆较好,次圆状为主。基质呈黑色,主要由砂级和粉砂级白云石组成(50%),次为粘土(45%)、少量燧石和石英(5%)。砂粒以棱角—次棱角状为主。一般无层理,或具粒序层理。砾石含量最高为50%。

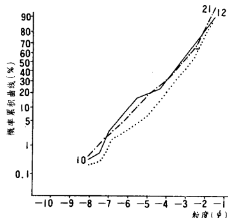


图3-17 昭陵组硅质副砾岩概率累积曲线图

硅云质副砾岩类 呈灰绿色或浅红色,砾石成分以白云岩为主(26—61%),燧石少(33—72%),石英岩、石英砂岩、花岗岩、辉绿岩和黑色页岩的砾石少见。砾径大小不一,一般为2—4cm,少量为20—30cm,偶而可见60—80cm甚至2—4m左右的巨砾。概率累积曲线图中的粒径范围在小河、皇坪、梁窑区(图3-18)为-1φ—-8.5φ,斜率约45,σ_1=1.15—1.55。砾石磨圆度较好,常为次棱—次圆状,平均圆度为0.48—0.5,较硅质副砾岩中的砾石磨圆度稍好。在麟游交衔和武申河地区(图3-19),标准偏差σ_1=1.53—2.41,SK_1=-0.149—-0.383,K_G=0.77—1.08。砾石磨圆度较差,常呈棱角—次棱角状,偶见次圆状。不同区段砾石均为杂基支撑,基质主要为粘土(50—70%),有部分水云母和绿泥石,其次为砂(0—50%)。砂的成分以燧石为主,白云石和石英次之,还有少量页岩岩屑。副砾岩常见粒序层理,且多为正粒序,但在武申河可见下细、上粗的逆粒序层理。有时可见砾石定向排列。这类副砾岩一般厚度较大,单层厚10—30m,也有厚50m余者。

复成分云质副砾岩 砾石含量一般为25—40%,杂基支撑,砾石成分主要为灰色微晶白云岩和硅质条带白云岩,燧石较少,花岗岩、黑云母片麻岩和片岩以及红色、白色石英砂岩、石英岩、粉砂岩砾石常见,偶而可见含叠层石的白云岩砾。部分层段中花岗岩、片麻岩的砾石含量相对较高,可占砾石的16—30%左右。砾径大小不一,分选较差,一般以2—10cm为主,大者可达130cm,常见巨砾局部集中的现象。砾石大都呈次圆状,部分为次棱角状。基质为粘土和白云石,碎屑白云石呈棱角状,含量60—80%,此外有2—5%的石英和燧石。常

[1] 粒度统计是在野外露头上进行的,在一定的面积中用线法进行测量(与薄片法类似)统计,同时还统计了砾石成分、圆度和砾石的含量。

见由粗变细的粒序层理，在皇坪唐王陵单层厚度较薄，2—4m 左右。

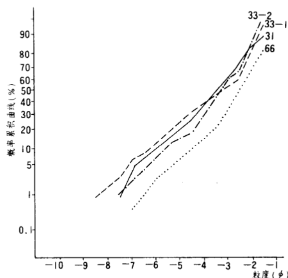


图 3-18　昭陵组硅云质副砾岩概率累积曲线图

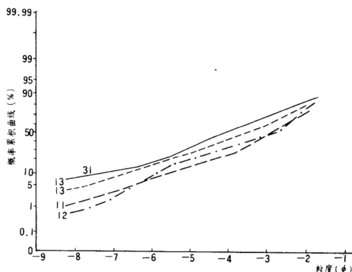
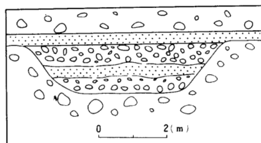


图 3-19　乾县武申河昭陵组副砾岩粒度分析图

（3）砾岩

呈红色、灰色和灰黑色，砾石成分有的以燧石为主，有的以白云岩为主，还有黑色页岩、细砂岩、粉砂岩的岩石碎屑，大都为透镜体，呈下凸上平状或扁平状，与下伏副砾岩、含砾泥岩呈冲刷接触(图 3-20)。硅质砾岩含砾一般为70—80%，成分以燧石为主(85%)，少量晶

粒白云岩和砂屑白云岩。有的砾岩几乎全由燧石组成。砾石大都呈次圆—次棱角状，砾径一般为0.5—1cm或2—4cm左右，分选较好。胶结物为白云岩和砂屑白云石，一般砾岩层厚0.6—2m，个别砾岩层厚5—7m。长十几米—几十米，也有几百米的。常见粒序或重复的粒序层理。常位于硅质副砾岩顶部。



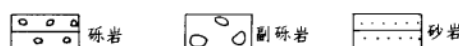


图3-20 水下扇中之水道副砾岩中的砾岩透镜体

硅云质砾岩 灰色，砾石成分以白云岩为主(55%)，燧石居于次要地位(15%)。此外还有少量石英(20%)和粉砂岩岩屑(10%)。砾径一般为1—2cm。碎屑磨圆度较好，多为次圆状，分选也较好。粘土胶结(12%)。这类砾岩一般呈小透镜体状，长2—3m，厚15—25cm。透镜体一般位于硅云质副砾岩的顶部，有时单独出现，有时可沿走向断续出现。在泔河中这类硅云质砾岩透镜体较大，厚1m左右。

云质砾岩 呈红色或灰色，常呈小的透镜体状，长2—6m，厚15—30cm，砾石含量高达70—80%，砾石成分主要为白云石、燧石，石英少而小。红色石英砂岩、黑云母石英片岩和片麻岩常见，但含量较低。砾径较小，一般为1—2cm或2—5cm，次圆状。基质为砂，20—30%，颗粒—杂基支撑。向上砾石变小，一般0.5cm左右，颗粒支撑，胶结物为白云石(约占10%)，呈粒序层理。这种砾岩一般均在复成分云质副砾岩的顶部出现。

(4)白云质角砾岩和含砾白云岩

灰色白云质角砾岩 一般含砾60—85%，砾石成分主要为灰色中—细晶白云岩和微晶白云岩，少量燧石，个别亮晶藻屑灰岩、藻屑微晶灰岩、硅化云质岩、白色石英砂岩和火山岩岩屑。砾径2—4cm，10cm的也较常见，大于30cm的很少见。砾石磨圆较差，大都为次棱—棱角状，向上圆度变好，次圆状者增多。基质为砂，主要为白云岩和燧石岩屑，少量石英砂(5—20%)，胶结物为白云石(10—20%)。

灰色角砾白云岩与含砾白云岩 与角砾岩相比，除砾石含量有所不同外，砾径大小也有区别，但砾石成分相似。一般情况下，角砾白云岩含砾15—30%，而含砾白云岩中砾石含量小于15%。这些岩石中砾石一般长2—5mm，1—4cm者较少。基质为砂和白云石，其中砂粒含量较多，成分以白云石为主(98%)，燧石和石英较少(2%)。粒径0.02—0.1mm，分选较差。白云质角砾岩与砾质白云岩和含砾白云岩间常无明显界线，组成重复的粒序层理。

(5)微晶白云岩

微晶白云岩 由微晶白云石组成，呈灰色、略带浅红色色调，含少量(5—8%)的粉晶白云石，局部见不规则的团块和椭圆形砂屑，含量10%左右。这类白云岩夹于上述含砾白云岩中，只在梁窑后沟见到。

(6)云硅质砾岩和含砾泥岩

总体上呈红色，砾石成分以红色硅质岩和黄褐色含锰白云岩为特征。砾岩主要在礼泉石泉河中见到，而含砾泥岩只见于乾县泔河中。

云硅质砾岩呈紫红色和灰黄色，砾石含量为60—70%。砾石成分较复杂，主要为紫红色、灰色、灰黑色硅质岩，次为黄褐色、有黑色条纹的白云岩及灰色白云岩，此外，有少量白色石英砂岩、灰绿色页岩和灰绿色变余石英砂岩。砾石磨圆度较差，以次棱角状为主。砾径以2—4cm为主，5—10cm较少，最大为30—40cm，排列杂乱，粗砾有局部集中的现象。颗粒—杂基支撑，基质含量为30—40%，成分为粘土和砂(含量15—20%)。砂以白云石和燧石为主，只有少量为石英。胶结物为白云石和褐铁矿(含量约15%)。一般呈厚层块状，显粒序层理，下粗、中细、上粗。下部胶结紧密，顶部较疏松。

泔河中的紫红色含砾泥岩的砾石含量为5—10%，砾石成分以红色燧石为主，少量黄褐色含锰白云岩，基质为红色粘土。

从砾石的圆度和粒序层理的特点看，该组沉积物都是近源的，未经长距离搬运，没有明显的流水作用的迹象。

(7)砂岩

砂岩有以下四类。一类为暗绿色石英杂砂岩，其中石英含量90%，燧石5—8%，白云母少量。此外有个别长石、海绿石和磁铁矿，还有少量火山岩、页岩、石英片岩、粉砂岩岩屑。碎屑呈次圆—次棱角状，粒径以0.05—0.1mm为主，少数石英碎屑粒径可达1.3mm，分选较差。杂基支撑，基质为绿泥石，含量可占全岩25%。砂岩层一般厚3cm，间距30cm左右，也有的厚10—20cm，甚至1m。大都呈透镜体状，有的具变形层理或平行层理。这类砂岩基质含量高，分选差，概率累积曲线斜率较小，45左右(图3-21)。标准偏差$\sigma_1=0.7917$，偏度$SK_1=0.1288$，峰态$K_G=3.131$，频率曲线有一宽而低缓的峰，为分选差快速堆积的产物，用萨胡判别公式签别的结果表明其可能与河流有关。在剖面中，它出现于两层大角砾页岩之间。

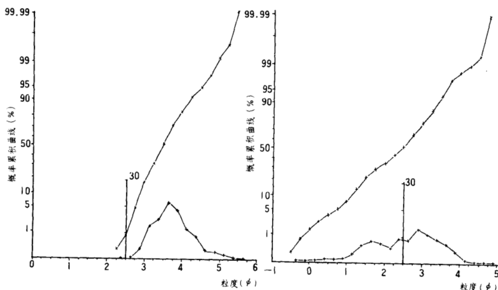


图3-21　昭陵组底部石英杂砂岩粒度分布图

第二类为灰黑色石英粗砂岩，中厚层状，碎屑成分主要为燧石(30—55%)，次为石英(25—30%)和白云石(20—30%)。粒径0.2—0.5mm，有时含砾。碎屑磨圆较好，多为次圆状，分选较好(图3-22)。胶结物为白云石或粘土，含量15%，颗粒支撑，具重复的粒序层理或平行层理。

第三类为白云岩岩屑粉砂岩或细砂岩。在小河、皇坪、梁窑地区呈深灰色或黄褐色，薄层状，前者碎屑成分全为白云石，后者碎屑成分以白云石为主(45—50%)，石英(20—30%)和燧石(20—25%)次之。碎屑磨圆较差，以次棱角状为主，或为次棱—次圆状，分选较好(图3-23)，粒径为0.03—0.04mm或0.1—0.15mm。胶结物为白云石和粘土，有时含铁。前者具水平层理，后者具沙纹斜层理。层面见波痕和小水流流痕。

在交街、武申河地区白云岩岩屑粉砂岩与一般的粉砂岩不同，碎屑的主要成分为小于0.01mm的白云石，含量占全岩的80%左右。白云石碎屑呈棱角—次棱角状，显然是破碎后经过搬运有些圆化。次要成分为石英(5—20%)和云母(2%)，粒径0.01—0.06mm，有的可达0.15mm，棱角—次棱角状，分选较差，有时可见其中含有些小的白云岩或燧石、砾石。概率累积曲线(图3-24、3-25)斜率较缓，45左右，$\sigma_1=0.7898$，$SK_1=-0.4962$，$K_G=3.23$，频率曲线为一宽缓多峰的曲线。这类岩石常具明显的粒序层理，薄层状，层与层之间界线常不平整。

另外在交街、武申河地区还可见到含泥白云岩岩屑粉砂岩和泥质白云岩岩屑粉砂岩，这类岩石基本特征与上述白云岩岩屑粉砂岩相同，但粘土含量较高，白云石碎屑比前者小，粒径以0.01—0.03mm为主，少量为0.05mm。岩屑呈次棱角状(含量60—90%)。粘土主要为水云母，鳞片状，占5—10%或40%，有时集中成条带。此外，还含有2—5%的砂粒，其成分主要为石英和燧石，也有少量白云母、黑云母和云母石英片岩岩屑，这些砂粒粒径为0.1—0.3mm。具粒序层理。这类岩石可单独存在，也可与岩屑杂砂岩一起构成较粗的粒序

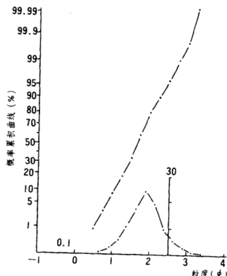


图3-22 昭陵组底部石英砂岩粒度分析图

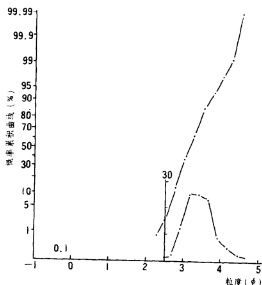


图3-23 昭陵组底部岩底砂岩粒度分析图

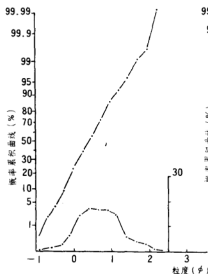


图3-24　麟游交衙砂岩粒度分析图

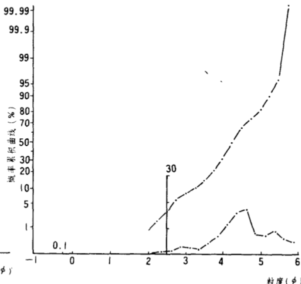


图3-25　交衙岩屑粉砂岩粒度分析图

层理。

第四类为含砾岩屑石英粗砂岩或岩屑粗砂岩。含砾岩屑石英粗砂岩或含砾屑砂岩中的砾石为燧石或白云岩，砾径0.5—2cm，次圆—次棱角状。前者砂的主要成分为燧石（70—90%），少量石英和白云岩（5—25%）；后者为白云岩，少量石英、燧石，砂粒大都为次棱—次圆状，粒径0.1—0.5mm。颗粒支撑，颗粒间呈线状—凹凸状接触，有少量粘土基质（3%），胶结物为白云石（10%）。含砾粗砂岩或单独出现，呈透镜体状，或位于砾岩上部，成为粒序层理的细粒部分。

2. 沉积相

昭陵组的沉积相可分为浅海相（有崩塌、小规模水下扇和小型三角洲沉积）、水下扇和冲积扇（图3-14、3-15、3-16）。

(1)浅海相

浅海相是昭陵组底部的主体沉积相。它由灰绿色砂质页岩、黑色页岩和紫红色页岩组成，只发育水平层理，形成于浪基面以下。在武申河可见紫红色页岩与灰绿色页岩共生，水体较浅，有时也见有小的薄层砂岩透镜体，为底流作用造成。在麟游交衙则为黑色页岩与灰绿色页岩共生，水体较深。在这种平静的沉积盆地的不同区段，突然出现巨大的岩块，是十分引人注目的。长几十米的岩块显然不是一般的波浪流水所能带来的。岩块不是远源的，而是来自下伏皇坪组硅化叠层石白云岩。对泥质的盆地沉积来说，硅化白云岩岩块完全是外来的，也不是同源沉积的。岩块与页岩的关系是截断、压弯和挠曲关系，故认为应是近源的崩塌堆积，只有崩塌才能造成下伏的岩层堕入盆地的现象。这种崩塌沉积往往与海底扇有联系，而且是盆地为跌积边缘的证明。

这种崩塌在本区可见两次，两次崩塌之间有石英杂砂岩的沉积。在皇坪以西的玉兰沟中还有硅云质副砾岩和砾岩(图3-26)的沉积。这些副砾岩和杂砂岩，虽然成分不同，但都是快速堆积的产物。据粒度分析结果用萨胡判别公式对杂砂岩进行签别：

$$Y=0.7875M_Z-0.4030\sigma_1^2+6.7322SK_1+5.2927K_G$$

该类砂岩三个样的Y分别为14.2801，19.9531，24.3341，均大于9.8433，说明为河流(三角洲)相，与野外判断的与流水作用有关相吻合。这种石英杂砂岩一般厚度不大(1—10cm)，呈透镜体状，是小型三角洲的分支河道沉积。至于副砾岩和砾岩，应是泥石流堆积扇体上的水道沉积，显然与崩塌作用有联系。

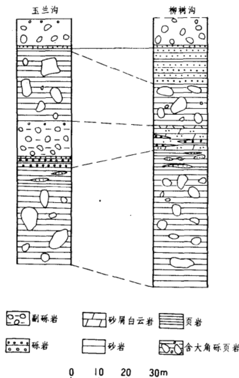


图3-26 礼泉皇坪昭陵组底部两次崩塌沉积与碎屑流相变

两次崩塌结束之后，盆地中部分地方堆积了以燧石或白云石为主要成分的石英砂岩、白云岩岩屑砂岩和粉砂岩。对于这类砂岩，曾有人认为是深海盆地中的浊流沉积，但我们持不同意见，主要证据有：①下部的粗砂岩虽有粒序层理，但不是单一的粒序层理，而是重复的粒序层理，仅下部粗砂岩中就可重复六次。这一现象本身就不是浊流沉积的典型层序"A"所具有的；②从概率累积曲线图上可看出，砂岩分选较好，曲线较陡，斜率较大，不具浊流特征；③上部的细砂岩是薄层状的，具有沙纹斜层理，层面上不仅有波痕，且波峰脊线较直，同时可见小水流流痕，为浅水沉积所常见。另外，粒度分析结果也呈现曲线较陡、分选好、与滨海砂类似的特征。所以我们认为，这种具重复的粒序层理的粗砂岩与具沙纹状斜层理的组合应是浅水三角洲沉积。上部的细砂岩经历了波浪作用改造，但无论是粗砂岩或细砂岩均由燧石、白云岩碎屑组成，与硅化白云岩岩块是同源的。上述特征表明，昭陵组的沉积环境不可能是深海盆地，只能是浅海盆地。

(2)水下扇相

主要是指区内广泛分布的副砾岩、砾石泥岩、含砾泥岩、砾岩和含砾砂岩组成的沉积相。

前已述及，这种副砾岩、砾石泥岩和含砾泥岩均为杂基支撑，基质中含粘土矿物较多，虽然粗细混杂、分选较差，但从砾石级碎屑的概率累积曲线图来看，斜率不算太小，且细砾部分曲线直且陡，说明还有一定分选，这与有些层位中常见明显的粒序层理，亦即碎屑物质在搬运过程中可以按本身的密度得到重力分异有关，而与冰川整体搬运的特点不同。再者，副砾岩中可见有下细—中粗—上细的先逆后正的粒序层理，并可见大石块局部集中的现象，这也是冰川搬运中所不具有而在泥石流中又常见的现象。再从我们对底部副砾岩所做的CM图来看(图3-27)，图形呈肘状，不仅有平行$C=M$线的部分，还有垂直M线的部分，即碎屑既

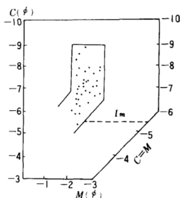


图3-27 昭陵组层11副砾岩的CM图

有悬浮搬运的，也有滚动的。最大分选指数I_m=2.9φ，远大于牵引流和浊流的I_m值。此外，砾石均有一定程度圆化，有的层位砾石以次圆状为主，进一步证明是泥石流沉积，而不是冰川沉积。

从砾岩或含砾粗砂岩的特征看，碎屑成分与副砾岩的成分基本相同，亦即物质来源是相同的。这些砾岩、砂岩常与副砾岩共生，并位于其上，二者间常有一冲刷面。这一剖面结构与R.G.沃克所总结的水下扇的特征相似。因为泥石流出峡谷口后由于重力作用消耗很快会停止活动，因而不可能搬运很远，而砾岩与含砾砂岩正是泥石流活动结束后，在水道中充填而成的，并呈透镜体状。其中砾石一般粒径较小，重力作用特征明显，常具粒序层理。从水道发育的情况看可分两类，一类是砾岩透镜体大而集中，应是水下扇的主水道，属内扇沉积，如皇坪剖面的中下部副砾岩和砾岩互层；另一类透镜体小而分散，为分支水道，是中扇的沉积特征。如皇坪剖面的中部，每一个砾岩或含砾砂岩透镜体的出现，均代表泥石流活动的一个暂停阶段，而在武申河剖面还可以分出内扇—中扇沉积。

这类水下扇，根据其碎屑成分的不同，可以分为硅质、硅云质和复成分云质三种类型，它们可单独构成独立扇体，如武申河，由灰色、灰绿色硅云质副砾岩、砾石泥岩、含砾泥岩和砂砾岩组成内扇—中扇沉积；也可相互交错，构成不同扇体的叠置，造成本区水下扇复杂多变的局面。从横向上看，相变也较明显，皇坪的水下扇主要为灰色、灰绿色硅质或硅云质副砾岩类组成的扇体，而在相距仅数公里的梁窑所见的扇体则全由红色的复成分云质副砾岩组成。

这种不同成分的扇体在分布位置上的差别，表明其物质来源不同。硅质与硅云质副砾岩与砾岩组成的扇体，位于剖面下部，紧邻崩塌堆积的大角砾页岩，其物质来源主要与下伏的皇坪组的硅化白云岩有关。复成分云质副砾岩的扇体，主要分布于礼泉梁窑，在皇坪剖面中只在中上部有叠复现象，根据其砾石成分分析，其物质来源应该是长城系红色石英岩和蓟县系燧石条带白云岩以及古老的变质岩和花岗岩。

(3)白云质水下扇相

是专指白云质角砾岩和含砾白云岩的沉积相，由白云岩质角砾岩、角砾白云岩和含砾白云岩及微晶白云岩所组成。前三种岩石常无明显界线，组合成粗细相间、砾石含量有多有少的粒序层理，显然亦为一种堆积较快的沉积物。

考虑到白云岩砾石大都呈次棱角状，未经长距离搬运磨蚀，堆积速度又快，因此是近源的堆积。加之其中所夹的白云岩主要由微晶白云石组成，并有少量内碎屑和水平层理，所以应是低能浅水环境产物。因此，这种白云质水下扇不是深水的，而是近源浅水的水下扇，与下伏层明显不同的是没有泥质和基质，胶结物全为白云石。

从砾石成分来看，它们主要是晶粒白云岩、砂屑灰岩及白色石英砂岩，间或有火山岩，燧石很少。可见这个物源区与下伏层的物源区不同，应该另有来源。

(4)冲积扇相

众所周知，冲积扇是陆相的山麓堆积物，既有河流作用，又有重力作用。而水下扇主要是

重力作用。因此区别这两类沉积相的关键是看沉积物中有没有流水的作用。

位于礼泉九宗山顶的浅红色副砾岩和灰色砾岩、含砾砂岩的组合应是冲积扇产物，并具如下特征。

副砾岩单层厚度较下伏地层小，一般为2—4m，向上愈来愈小，而砾岩和含砾砂岩愈来愈多，是泥石流活动愈来愈弱的表现。

砾岩中的砾石磨圆度较好，大都为圆—次圆状，即使是花岗岩、片麻岩、石英砂岩等较坚硬的砾石也如此，而且砾石大小较均一，分选较好，是经过较长距离搬运后沉积的。概率累积曲线(图3-28)较陡。砾石常呈叠瓦状排列，或长形砾石定向排列，显示它们的搬运动力与流水作用有关。砾石间均为颗粒支撑，流水的冲流作用较明显。

含砾砂岩常在砾岩之中，二者界线不清，砂岩"渗入"砾岩中，逐渐消失。与此同时，砂岩中具有平行层理和中—大型楔状斜层理，显然系浅水急流沉积，为流水作用所致。由此可见含砾砂岩与砾岩一起，都是流水作用的产物。

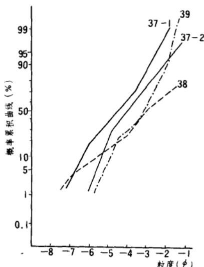


图3-28　冲积扇中砾岩的粒度分布图

这种既有流水作用又有重力作用的沉积物应是冲积扇的特征，其剖面结构与典型的冲积扇剖面结构相似。

据上所述，昭陵组沉积相自下而上经历了浅海(有崩塌水下扇)→三角洲→水下扇内扇→叠复水下扇中扇→冲积扇→白云质水下扇→云硅质水下扇的演化，显示了一个陆缘海盆地由深到浅、再变深的变化过程，但这种变化与一般正常的海盆地沉积不同，它的变化比较突然，所以沉积物都是一些没有经过充分分选而快速堆积的碎屑。沉积相从水下扇变为冲积扇，再变为水下扇，均是"跳跃"式的突然变化，应具有特殊沉积背景。

3、昭陵组沉积特征及有关问题讨论

综合研究区昭陵组的沉积特征，有必要就以下几个相关问题作进一步讨论。

(1)物质来源是多方面的

砾石的成分是直接反映沉积物质来源的最好证据。就全区昭陵组出露的各段砾石成分来看，它们有的与皇坪组叠层石礁有关，有的与蓟县系、长城系和古老结晶基底的变质岩有关。一般下部靠南缘的副砾岩和砾岩，物源主要来自皇坪组，而上部近东北面的物源则来自结晶基底的变质岩系。砾石成分由下向上变化明显(图3-29)。泥石流沉积都是近源的，这不仅表明这些源区都应分布在距沉积区不很远的地方，而且也提供北侧源区已有早前寒武纪结晶基底岩系出露或位于浅层的信息，因此亦可据此恢复沉积时的区域古地理。

(2)沉积盆地是与断裂活动密切相关的断陷盆地

综合研究区昭陵组不同区段的物质组成和沉积特征虽有一定差异，但仍是同一海盆内

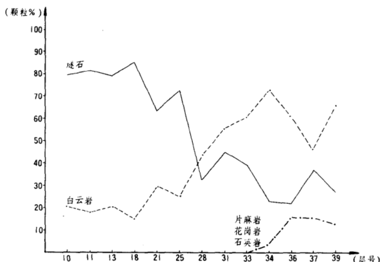


图3-29 礼泉皇坪昭陵组砾石成分含量变化图

的碎屑流沉积，并可根据砾石成分和基质成分的不同及其空间分布将全区划分为不同的海下扇体(图3-30)。这些扇体既可单独存在，亦可在某些地方交互叠置，构成叠复扇。从沉积物均是一些未经充分分选的粗碎屑来看，显然为快速堆积而成，结合它们呈近东西向的空间分布，以及粗碎屑物源显示的规律性来推断，发育这种沉积物的沉积盆地，应是受断层活动控制的断陷盆地(图3-31)。沉积物特征显示的水体忽深忽浅的"活跃"式变化，亦与断裂活动密切相关。

(3)不是冰川沉积产物

关于昭陵组成因机制的探讨长期存在争议，可概括为三种基本认识：冰成沉积(黄河水利委员会，1965；刘鸿允，1980；张吉森，1981)；重力流沉积，包括深水重力流(洪庆玉，1983)和滨浅海水下扇(叶俭，1988)；重力流间有冰筏沉积(陈景维、邵磊，1989)。对此，作以下概略讨论。

①如前所述，研究区昭陵组剖面结构中具有以下岩石组合：a.副砾岩、砾石泥岩与砾岩(或含砾砂岩)；b.副砾岩、砾石泥岩；c.大角砾页岩与副砾岩或杂砂岩；d.副砾岩与具滑动变形层理的岩屑粉砂岩；e.含泥岩屑粉砂岩、砂岩与砾岩(图3-32)。其中页岩的微量元素特征(表3-2)，无论是B-Ga或B-Ga-Rb的关系(图3-33)均表明为海相沉积，其它岩石组合及其沉积特征充分显示为海盆中与崩塌、滑塌有关的泥石流作用和海底水下扇沉积，并具有间歇性发育的特征。

另外，昭陵组副砾岩、砾石泥岩的基质中，粘土含量很高，一般均大于50%，甚至达70%，显然与真正冰碛物中基质主要为砂和粉砂、粘土很少的特点不同(图3-34)。因为真正的冰碛均发生于寒冷地区，那里的风化作用是以物理风化作用及其碎屑产物为特征，因而大量粘土不具冰碛物的特点。显然岩石共生组合中没有真正"冰碛"。按G.S.博尔登(1981)和N.艾尔斯(1984)的观点，冰川沉积及与冰川作用有关的"冰水"、"冰湖"、"冰海"和"冰川泥

石流”等沉积，都必须与真正的“冰碛”联系起来才能确定与冰川作用的关系。因为冰川融化可以形成冰水、冰川泥石流，这些物质进入湖泊与海洋也可形成海底扇，但这些海底扇与真正的冰碛是相伴生的，只受地理、气候条件影响，不受构造控制。而本区与水下扇伴生的是崩塌，泥石流组成既无“冰碛”的岩石组合，分布又明显受构造控制，因此应是与构造活动密切

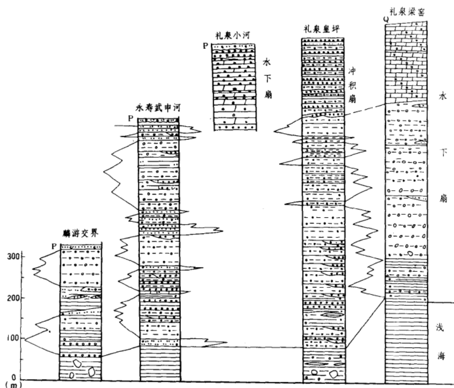


图3-30　昭陵组不同区段沉积相柱状对比图(图例同图2-2)

表3-2　昭陵组微量元素分析结果

样　号	微量元素($\times10^{-6}$)						
	R_b	Sr	Ba	Ga	B	Br	B/Ga
L-1	37	81	107	6	67	—	11.17
B_{34-5}	140	60	443	23	242	2.8	10.52
B_{24-066}	87	77	349	20	134.5	1.6	6.73
Z-3	145	39	399	21.1	200		9.4788
Z-5	126	110	483	14.0	170		12.1429
Z-6	110	93	286	13.3	160		12.0301

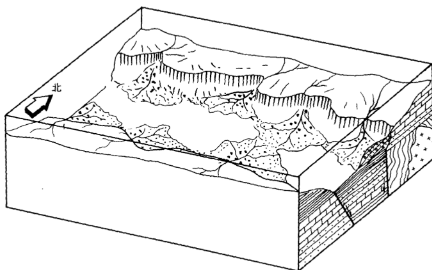


图3-31　昭陵组沉积盆地形成过程示意图

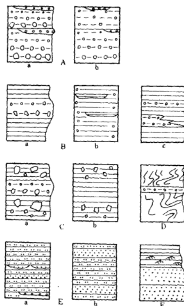


图3-32　与副砾岩有关的岩石组合剖面结构

相关的断陷盆地内的海底扇产物。

②把昭陵组视为重力流间有冰筏沉积的主要依据是其中的白云岩岩屑及砂岩中含有“浮冰落石”。我们认为，首先这些粉砂岩不是正常的盆地相沉积，不是由悬浮的粘土和粉砂垂向加积而成的，也不是一层粉砂岩和一层粘土岩交互沉积而成的“纹层”，而是一层一层

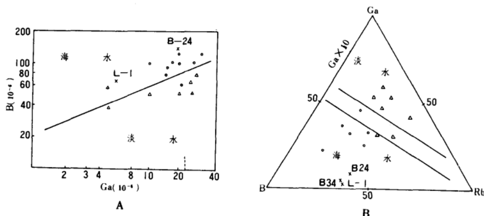


图3-33　昭陵组页岩微量元素B-Ga含量离散图(A)与B-Ga-Rb含量三角图(B)

×—昭陵组页岩

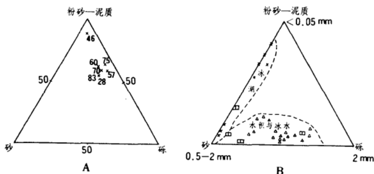


图3-34　现代冰川沉积与水下扇副砾岩粒度成分的比较

A—昭陵组水下扇副砾岩的粒度成分；B—现代冰川沉积粒度成分(据张淑媛，1982)

△—冰碛；□—冰水沉积；×—冰湖沉积

“浊流”沉积，每一层都具有粒序层理，粗一些的在露头上就能看到，细一些的在显微镜下也能见到。具粒序层理的岩屑杂砂岩或岩屑粉砂岩底界十分清楚，即现在所见的层理。再从砾石的成分看，它们不是白云岩就是燧石，与浊积砂岩和夹于其中的副砾岩的成分是相同的，而且砾石大都呈次圆状和次棱角状，并与岩屑粉砂岩共生，因此，砾石与粉砂岩不仅是同源的，而且是同时沉积的。砾石不具有冰川作用的痕迹。至于砾石与层理的关系，现在看起来是砾石将层理压弯截断了，但这种现象并不是“落石”所特有的。在成岩过程中，由于压实作用的影响，稍大一些的砾石必然会将下伏层压弯或截断，并造成上覆层绕过砾石的现象。再者，这种砾石或零星分布，或均匀分布，都没有局部集中的现象，所以这种含砾的岩屑粉砂

岩，是与海底扇外扇浊流沉积有关的一种岩石。浊流搬运过程中携带砾石和粗砂是不足为奇的。

五、晚前寒武纪沉积环境

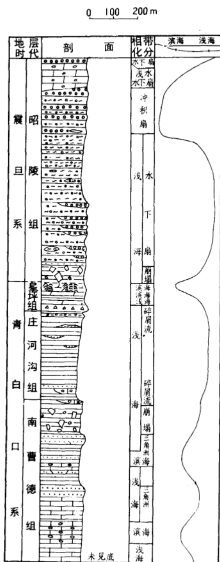


图3-35 鄂尔多斯西南缘上元古界沉积相演化图

至于石英砂的表面结构，并不是判断冰川作用的唯一证据，同一种现象往往可以具有不同的形成机理。判断一组岩石的成因必须综合分析各方面的资料来作结论，而不能只依据一、二个小小的石英砂的表面结构来定论，更何况这种石英砂表面的"平行阶"并不是所有现代冰川普遍都具有的特征。

因此，无论从砾石的形态、砾石分选性、层理特征，或从岩石组合及物质来源等方面考虑，我们都认为昭陵组不是冰川沉积，而是一种以水下扇为主的沉积物。

鄂尔多斯盆地西南缘地区，据岐山南坡发育巨厚的蓟县系碳酸盐沉积，但却缺失青白口系的情况分析，本区的晚前寒武纪沉积是在经历了相当于芹峪运动之后发生的。各组沉积相的综合分析(图3-35)所提供的本区内晚前寒武纪地层显然以浅海相为主，滨海相和三角洲相为次，形成于广阔的陆缘海盆环境。在此总背景下，本区沉积相演化过程中曾有两次崩塌、三次碎屑流和两次生物礁出现，这是其突出特征，在盆地形成演化中具重要意义。

两次崩塌，一次发生在南曹德组，一次发生在昭陵组。南曹德组中的崩塌是在沉积盆地由滨海相向浅海相过渡时发生的；昭陵组中的崩塌是在皇坪组潮坪叠层石礁向浅海相变化，由滨海相突变为浅海较深水相时发生的。可见两次崩塌均出现于沉积盆地由浅变深、尤其是突然变深时。这种多期性与突发性变化，往往与断裂构造活动有关。断裂构造活动造成地貌上的高差悬殊，使抬升侧边坡不稳定，因而诱发了崩塌。南曹德组崩塌前三角洲沉积所反映的古隆起的活动也是与崩塌有联系的。

三次碎屑流,一次发生在南曹德组顶部,一次在皇坪组底部,另一次在昭陵组。第一次和第三次碎屑流均与崩塌紧密相联系;第二次碎屑流虽与叠层石礁有关,但来自叠层石礁的岩石均经历过硅化或白云石化作用,成为成岩后的岩石形成的碎屑流。推测在靠近叠层石礁的地方很可能还存在着崩塌的砾块,所以这次碎屑流的出现,实际上也与崩塌有关。因此,可以说区内实际存在三次崩塌和三次碎屑流。如果将昭陵组底部崩塌沉积中所夹的碎屑流算上,则次数就更多了。研究区的两次生物礁,现今剖面中看到的只有皇坪组顶部的叠层石生物层,而且这一叠层石层向西已被剥蚀。另一次生物礁就是与皇坪组底部礁前碎屑流有关的叠层石礁。从该礁已成岩的情况看,其层位应在庄河沟组顶部,与皇坪组顶部的叠层石礁的情况类似,而第一个叠层石礁的层位,必定在碎屑流之下。因此,与庄河沟组盆地沉积同时,还有一同期异相的叠层石礁存在,只是这一期叠层石礁的位置与现在见到的位置不同而已。

由此可见,崩塌、碎屑流和叠层石礁三者共存于该沉积盆地,并呈近东西向展布绝不是偶然的,它们之间应具密切关系,其控制因素主要是多期活动的近东西向断裂带。在构造强烈活动时,发生崩塌,形成碎屑流;在构造活动相对较平稳时,在合适的气候和地理条件下,盆地水体相对较浅处,即可形成生物礁。因此,崩塌、碎屑流和生物礁三者形成发展的有机联系正是本区沉积盆地受多期活动断裂带控制的表现。所有这些,充分表明了鄂尔多斯盆地西南缘地区晚元古代沉积盆地形成于以伸展断陷作用为特征的构造活动时期,沉积环境为陆缘断陷海盆环境。

第四章　鄂尔多斯盆地西南缘地质构造特征

鄂尔多斯盆地西南缘地区位于渭河地堑北侧，虽长期以来被划归稳定地块的组成部分，但对其基本构造特征的认识仍有很大争议。50年代，李四光(1955)、李春昱(1956)等曾先后指出，在渭河盆地边缘展布有逆断层或地层挤压现象，但均未论及挤压构造变形的期次及其相应的构造变形特征。60年代，王存诚(1965)依据区测成果及勘探资料分析认为，渭河地堑北侧是北秦岭加里东褶皱带的边缘地带。凤翔、麟游及乾县一带的挤压构造变形及其伴生的浅变质作用应是北秦岭加里东褶皱带的产物。80年代，刘光勋(1985)通过对渭河地堑边缘构造的调查研究认为："渭河地堑边缘不仅存在挤压构造，而且是规模较大、延续性好的挤压构造带，其形成时代应在白垩纪末期，即相当于燕山运动末期"。80年代末，张抗(1989)在其专著中指出，如果把直到燕山运动的盖层作为一个拉张-挤压构造旋回的话，鄂尔多斯地块及其周缘的加里东挤压只是一个次级的构造事件，鄂尔多斯地块南缘的挤压构造形迹应是燕山期构造变形的产物。陶明信(1989)则依据裂谷摸拟实验研究，将渭河北缘的挤压构造视为与裂谷形成同时相伴的边缘逆断层。显然，上述学者对本区构造提出的不同认识共同反映出，本区地质构造并不象人们长期认识的那样简单。

在西北大学地质系有关研究人员长期研究的基础上，1989年以来，本课题组对鄂尔多斯盆地西南缘进行了深入细致的地质调研，并从本区黄土覆盖严重、露头不好、连续性差的实际情况出发，采用了区域路线地质剖面综合研究和典型区段大比例尺(1∶50000)构造地质填图相结合的方法，选择露头较好、构造特征和地层具代表性的区段作为详细解剖的典型区段，进行了大比例尺地质填图和构造剖面的测制(1:250000)，同时结合对区域内的重、磁场资料和卫星、遥感影像的解析，着眼于宏观构造和显微变形的综合研究，点面结合，依据实际资料，客观地分析本区的地质问题。在此基础上，重点调研了前二叠系，具体就是加里东期的构造组合样式以及区域构造背景。同时，综合考察了燕山期构造，以便于进行区域构造分期和构造特征的筛分对比。研究表明，鄂尔多斯盆地西南缘因西邻贺兰-六盘山构造带，南被渭河地堑所截，并与紧密邻接的秦岭造山带隔堑相望，处于稳定的鄂尔多斯盆地与活动的秦岭造山带之间的交接地带，特别受秦岭复合型大陆造山带长期构造演化的影响，具有长期复杂的区域构造背景和发展历史，不同地质时期经历了不同方式的构造变形作用，形成不同特征、不同构造层次的构造组合，构成现今区域的综合地质构造面貌(图4-1、4-2、4-3、4-4、4-5)。因此既不能将其视为稳定地块的组成部分，更不能对其构造特征简单地一概而论。

一、构造层划分

鄂尔多斯盆地西南缘是沉积岩发育区，不同时期沉积建造和构造变形各具特色，可划分出不同的构造层。

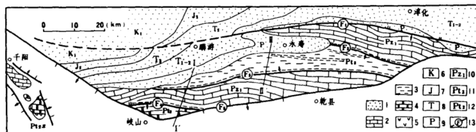


图 4-1　鄂尔多斯盆地西南缘地质构造略图

F_1—草碧-老龙山-圣人桥脆性逆冲断带；F_2—张家嘴脆性逆冲断带；F_3—崛山寺-安头塬脆韧性冲断带；F_4—周公庙-曹家沟韧性冲断带；F_5—渭河地堑北缘正断层。1—蓟县系白云岩；2—下古生界，以灰岩为主；3—上元古界，以碎屑岩为主；4—二叠系和中生界内陆河湖相，以碎屑岩为主；5—熊耳群基性火山岩；6—白垩系；7—侏罗系；8—三叠系；9—二叠系；10—下古生界；11—上元古界；12—中元古界；13—断层及编号

“构造层”代表地壳发展历史中与显著的构造事件密切相关的一个地质阶段所形成的独具特征的沉积建造、岩浆活动和变形变质层体。它由与之相应的构造变形幕和被卷入其中的地层组成，其分布范围代表相应地质阶段构造运动所影响的区域。各构造层之间常以区域性角度不整合(或假整合)分开。同一构造层内又可能进一步划分出代表次一级构造演化阶段的“亚构造层”。与一定地质阶段相应的构造层的形成具有大致相同的建造环境和构造背景，因此，对一定构造单元构造层的正确划分将有助于认识其地质构造的发展过程和演化规律。

构造层的划分通常依据四个方面(张文佑，1984)：沉积建造的差异；岩浆活动的差异；构造变形和变质程度的差异和应力系统的差异。依据构造层划分的基本原则，从研究区的实际地质情况出发，我们将研究区的沉积盖层和结晶基底划分为两大巨构造层(即古老结晶基底巨构造层和沉积盖层巨构造层)；同时，以沉积盖层中地层间的区域性角度不整合接触关系所代表的具显著构造变形的构造运动为标志，将鄂尔多斯盆地西南缘的沉积盖层划分为三大构造层。又以区域性平行不整合为标志，进一步划分出一系列亚构造层(表 4-1)。

(一)加里东构造层及其内部亚构造层的划分

现已查明，研究区局部出露熊耳群基性火山岩和蓟县系白云岩，广泛出露上元古界青白口系和震旦系以及下古生界寒武系和中、下奥陶统，局部可见上奥陶统，普遍缺失志留-石炭系，二叠系以区域性的角度不整合接触关系覆盖于同构造期强烈变形的前二叠系的不同层位之上(图 4-6)。这是区域范围沉积盖层发育以来第一期地层间的角度不整合接触关系，显示出加里东运动在鄂尔多斯盆地西南缘表现为具造山性质的构造运动，并造成研究区上前寒武系－下古生界的沉积盖层发生同构造期的褶皱变形，形成南倾北倒的倒转褶皱及一系列同地层产状的韧—脆性逆冲断层，并在强变形带内伴生轻微的变质作用(后述)。同时，依据区域地层组合和沉积建造分析可知，鄂尔多斯盆地西南缘，中元古－早古生界整体以海相沉积为特征。加里东期的褶皱造山作用基本上结束了研究区及更大范围以海相沉积为主体的历史，它标志着本区沉积盖层发育以来以海相沉积为特征的一个完整的沉积构造旋回的结束，因此，将研究区展布的加里东期发生强烈构造变形的中上元古—下古生界海相沉积

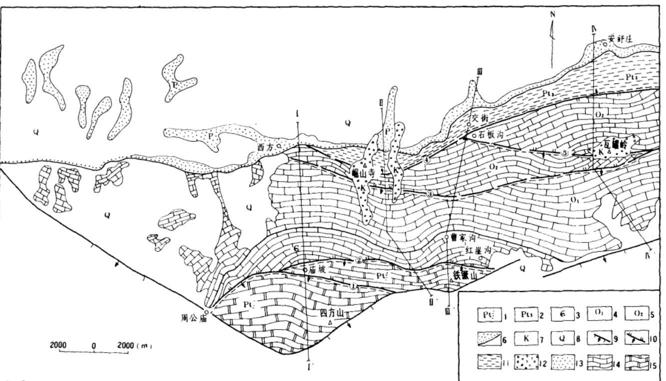


图4-2　涝川-瓦罐岭区域地质图

1—蓟县系；2—上元古界；3—寒武系；4—下奥陶统；5—中奥陶统；6—二叠系砂岩及其不整合界线；7—白垩系；8—第四系；9—正断层；10—韧性冲断层；11—泥砾岩、页岩；12—砾岩；13—砂岩；14—碳酸盐岩；15—白云岩。①—庙坡韧性冲断带；②—周公庙-曹家沟韧性冲断带；③—洞沟口韧性冲断带；④—崛山寺-安头塬韧—脆性冲断带；⑤—瓦罐岭韧性冲断带

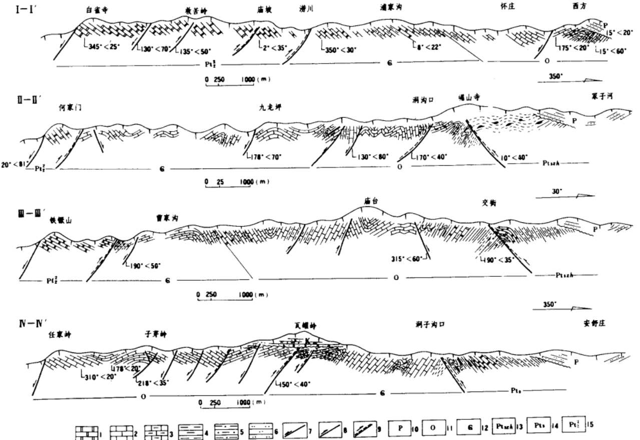


图4-3 涝川-瓦罐岭区段地质构造剖面图

Ⅰ-Ⅰ′—涝川地质构造剖面图；Ⅱ-Ⅱ′—崛山沟地质构造剖面图；Ⅲ-Ⅲ′—交街地质构造剖面图；Ⅳ-Ⅳ′—瓦罐岭地质构造剖面图。1—白云岩；2—灰岩；3—泥灰岩；4—页岩；5—泥砾岩；6—砂岩；7—正断层；8—脆性冲断层；9—韧性、韧—脆性冲断层；10—二叠系；11—奥陶系；12—寒武系；13—昭陵组；14—上元古界；15—蓟县系

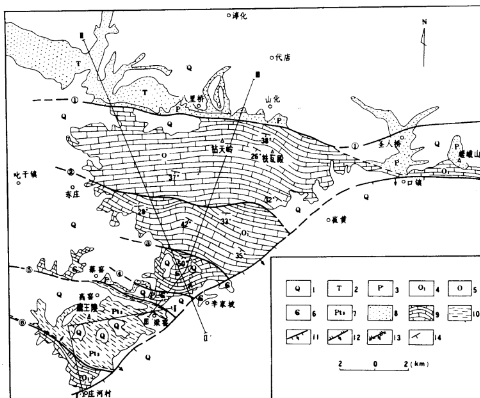


图4-4 唐王陵-钻天岭区域地质图

(据黄河水利委员会1964年资料修编)

①老龙山-圣人桥逆断层;②沙坡逆断层;③顶天寺逆断层;④方山逆断层;⑤张家嘴逆断层;

⑥崛山寺-安头塬-庄河沟韧-脆性逆断层。1—第四系;2—三叠系;3—二叠系;

4—下奥陶统;5—奥陶系;6—寒武系;7—上元古界;8—砂岩;9—碳酸盐岩;

10—泥砾岩—白云岩—页岩;11—正断层;

12—脆性逆冲断层;13—韧—脆性逆冲断层;14—地层产状

地层划归加里东构造层。

在本区加里东构造层内部,沉积地层间没有明显的角度不整合接触关系,仅在青白口系上部的皇坪组与震旦系的昭陵组之间有沉积间断,造成地层间的平行不整合接触关系,显示出晋宁运动对本区的影响。由于加里东构造变形期逆冲断层的发育,使得研究区内震旦系与寒武系的接触关系不明,但据叶连俊(1983)等对区域地层的分析,震旦系砾岩区域上与寒武系形影相随,并为寒武系底部辛集组的含磷层覆盖,其间为连续沉积。因此,虑及晋宁运动作为区域范围内一次显著的非造山性质的地壳抬升运动,在鄂尔多斯盆地西南缘表现明显,并造成研究区沉积环境的变化和沉积特征的差异,因此,以晋宁运动形成的青白口系与震旦系

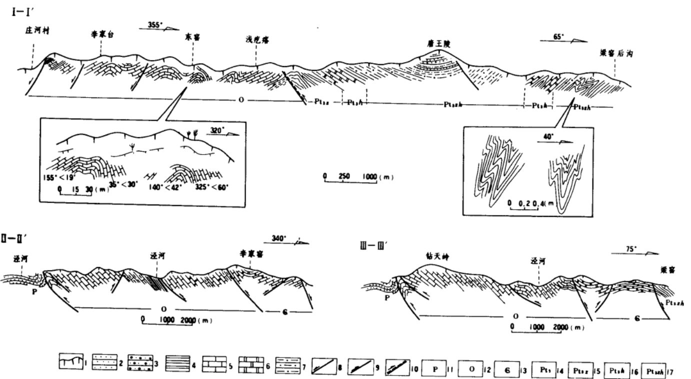


图4-5 唐王陵-钻天岭区段地质构造剖面图

Ⅰ-Ⅰ′—梁窑地质构造剖面图；Ⅱ-Ⅱ′—李家窑-泾河地质构造剖面图；Ⅲ-Ⅲ′—梁窑-钻天岭地质构造剖面图。1—第四系黄土；2—砂岩；3—砂砾岩；4—页岩；5—灰岩；6—白云岩；7—泥砾岩；8—正断层；9—脆性逆断层；10—韧—脆性冲断带；11—二叠系；12—奥陶系；13—寒武系；14—上元古界；15—庄河沟组；16—皇坪组；17—昭陵组

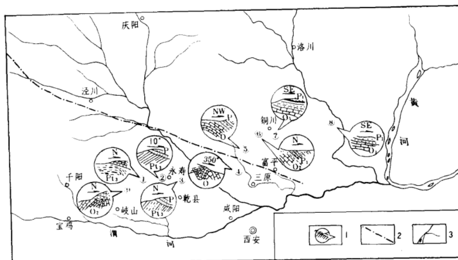


图4-6 鄂尔多斯盆地西南缘加里东构造层与其上覆地层的接触关系(据汤锡元等1979年资料改绘)

1—观测剖面位置及编号(①—嵋山寺,②—武申河鹞子村,③—泔河凤凰台,④—嵯峨山九顷垣,⑤—耀县桃西坡,⑥—铜川提沟口,⑦—铜川陈炉镇,⑧—白水雷村,⑨—西方后沟);2—地层不整合接触区与假整合接触区分界线;3—河流

之间区域性的平行不整合为标志,将研究区的加里东构造层内部划分为两个亚构造层:即由蓟县系和青白口系组成的晋宁亚构造层以及由震旦系和下古生界组成的加里东亚构造层。

(二)燕山构造层及其内部亚构造层的划分

加里东运动是使本区乃至邻区沉积环境发生重大变革的构造运动,导致区域上基本结束了以海相沉积为主的历史,转入区域滨海沼泽、广阔内陆盆地的发生发展阶段。本区上古生界、中生界发育以碎屑岩为特色的陆相沉积。受区域上发生的海西运动的影响,鄂尔多斯地块西南缘二叠纪末发生了一次短暂的地壳抬升运动,造成二叠系与其上覆三叠系之间的平行不整合接触,它标志着本区海西期沉积旋回的结束。海西运动之后,三叠系的刘家沟组平行不整合于二叠系地层之上。区域地层资料表明,在三叠系内部、三叠系和侏罗系之间以及中、下侏罗统内部,沉积地层均表现为整合或部分的平行不整合接触关系,最显著的区域性平行不整合主要表现在下侏罗统的延安组与上三叠统的延长组之间,其间缺失下侏罗统富县组,表明三叠纪末区域发生的印支运动在鄂尔多斯盆地西南缘表现为地壳的隆升作用。印支运动形成的这一平行不整合标志着研究区三叠纪沉积旋回的结束。印支运动之后,侏罗系地层平行不整合于三叠系地层之上,但区域范围的白垩系与其下伏地层和上覆地层之间均表现为角度不整合接触关系(王定一等,1978):平凉石灰沟下白垩统与二叠系之间、永寿烂泥塘下白垩统与三叠系之间、华亭安口窑下白垩统与侏罗系安定组之间、麟游西村下白垩统与侏罗系安定组之间以及千阳草碧沟下白垩统与侏罗系芬芳河组之间均为角度不整合接触;白垩系与第三系之间区域上亦表现为角度不整合接触关系。这些情况表明鄂尔多斯盆地

西南缘中生代末出现过一次较强造山事件，并于白垩纪末最终结束，反映了区域燕山运动在该区的表现。华亭安口窑、新窑一带的含煤向斜中，三叠系与侏罗系呈平行不整合接触，且一起褶皱，并与上覆白垩系地层呈角度不整合接触（王定一等，1978），这一现象进一步说明了印支运动在该区仅表现为抬升作用，而燕山运动则显示为强烈的构造变形。另据区域资料分析，燕山运动是鄂尔多斯盆地西南缘发生的一次具造山性质的构造运动，造成上古生界、中生界地层发育同构造期的脆性冲断构造兼具宽缓的褶皱变形（后述），形成有别于加里东构造层的构造变形特征。燕山运动标志着鄂尔多斯盆地西南缘继加里东构造旋回完成之后又一个构造旋回的结束，该旋回以晚石炭世大区域范围的滨海沼泽沉积开始，至白垩纪末的褶皱造山作用结束，完成了鄂尔多斯盆地西南缘及其以北广大地区晚古生代、中生代以内陆河湖相沉积为特征的燕山构造旋回。因此，把鄂尔多斯盆地西南缘燕山期发生褶皱变形的上古生界、中生界地层划归燕山构造层，并以其中海西运动和印支运动形成的地层间的平行不整合接触关系为标志，在燕山构造层内进一步划分出由上古生界地层组成的海西亚构造层和由三叠系地层组成的印支亚构造层以及由侏罗系和白垩系组成的燕山亚构造层。

（三）喜马拉雅构造层

白垩纪末以来，受新生代区域断陷作用影响，研究区南部的渭河一带在加里东构造层和燕山构造层组成的基底上发生强烈的断陷作用，形成渭河地堑，其中沉积了巨厚的第三系和第四系陆相碎屑沉积，区域上它们以角度不整合关系上覆于前新生界的不同层位之上。这些现象是喜马拉雅期区域拉张断陷作用在鄂尔多斯盆地西南缘及其邻区的表现，因此，以第三系和白垩系之间区域上的角度不整合接触关系为标志，将其上覆的新生界地层划归“喜马拉雅构造层”。

对鄂尔多斯盆地西南缘地区上述构造层的划分反映了本区地壳的活动性特征。但由于晋宁运动、海西运动和印支运动在研究区仅表现为不同程度的地壳抬升作用，没有造成其相应沉积地层的构造变形，因此，从构造变形角度分析，加里东运动和燕山运动才是鄂尔多斯盆地西南缘盖层发育过程中两个显著的强烈构造运动，并导致本区晚前寒武纪和早古生代地层、晚古生代和中生代地层分别具有不同的构造组合特征，分属不同构造层次，但均以挤压构造为特征；而喜马拉雅运动则表现为在上述基底构造上发生拉张断陷，形成渭河地堑。

需要指出的是，区域上发生的构造运动在对区域的不同构造单元的影响程度和表现方式方面存在一定的差异性，如加里东运动在北秦岭和鄂尔多斯地块南缘表现为造山性质的构造变动，而在鄂尔多斯盆地内部则表现为非造山性质的地壳抬升作用；同样地，晋宁运动、海西运动和印支运动在鄂尔多斯地块及其南缘表现为非造山性质的地壳抬升作用，而在秦岭褶皱带内部则显示为具造山性质的构造作用；燕山运动是继海西、印支期扬子陆块和华北陆块碰撞之后中国板内发生的一次强烈的板内造山作用（张国伟、周鼎武，1991），它导致秦岭造山带内部发生强烈的构造变形并伴生花岗岩体的侵入，同时波及并影响到华北陆块南缘，并在研究区范围显示为具造山性质的脆性冲断和宽缓的褶皱变形。区域构造运动在不同构造单元的构造作用的差异性有可能影响并决定着不同构造单元地质演化的特殊性，因此，上述构造层划分有助于探讨鄂尔多斯盆地西南缘的构造变形特征及其组合规律，同时也有助于探讨鄂尔多斯盆地西南缘及其邻区的构造演化，尤其是与秦岭造山带构造演化的相关性和相对差异性，从而更清晰地认识鄂尔多斯盆地西南缘作为稳定地块与活动造山带之间“过渡带”的构造变形特征和构造演化规律。

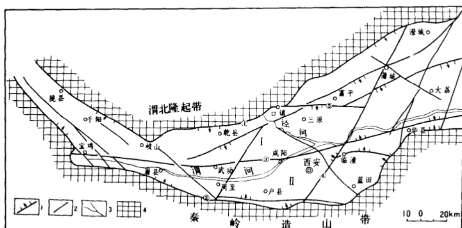
二、不同构造层构造变形特征分析

对于经历多期构造叠加改造地区变形构造的研究，通常采用构造筛分的方法分析不同构造期形成的不同构造层的构造变形及其组合样式，进而探讨其构造演化的规律性。在地层发育较全、接触关系清楚、断层切割地层关系明显的情况下确定不同期次的构造在此无需讨论；但在地层发育不全、老地层长期出露而又经历多期构造改造的情况下，多期变形不仅造成对某些构造现象（如断层的性质和形成时代）认识的差异，而且给构造期次的划分和构造现象的形成序次的鉴别带来很大困难。对于这种复杂地区，构造筛分的原则是尽可能综合多种因素，诸如由沉积建造所反映的沉积环境的巨大差异、地层间的接触关系（尤其角度不整合）、构造变形深度层次的差异、构造组合样式的差异以及岩浆活动和变质特征等。这是目前行之有效的综合分析方法。就本区而言，地层发育不全，老地层长期出露，而且至少经历了三期主要构造变形的叠加改造，造成地层接触关系不清和断层切割地层关系不明；同时，各主要构造变形期不具有显著的岩浆活动，而且其构造形迹又为巨厚的第四系黄土所覆盖，露头不好，连续性差。从研究区这种实际地质情况出发，我们以构造运动为主线，依据区域地层的接触关系、岩石组合特征、构造层次划分和不同构造层所显示的主体的构造变形强度、构造样式及其组合规律的不同，以及不同构造层的构造变形所显示的深度层次的差异，对研究区沉积盖层中不同构造变形期发育的不同变形构造由新到老进行构造筛分。通过综合分析，我们认为鄂尔多斯盆地西南缘晚前寒武纪以来至少经历了三个大的构造变形期的改造，由新到老分别是：新生界断陷沉积（喜马拉雅期构造层）所代表的喜马拉雅期；显示地壳表层挤压变形的上古生界、中生界（燕山构造层）脆性冲断构造及宽缓褶皱变形所代表的燕山期；具有地壳浅层韧—脆性变形的中上元古—下古生界（加里东构造层）中的一系列南倾北倒的倒转褶皱和空间上与其连续递变的较宽缓的不对称背向斜以及同产状的叠瓦状韧性—韧脆性逆冲断层和同构造期强变形带内伴生的轻微变质作用所代表的加里东期。与这三大主要构造变形期相应，在不同构造层中留下了各具特征的构造形迹，以下以加里东期构造变形为主，由新到老，分别对研究区不同构造变形期形成的构造变形特征及其组合规律作一综合分析。

（一）喜马拉雅期断陷作用——渭河地堑的形成

渭河地堑是汾渭地堑系中最大的一个断陷，面积约18900km^2，也是沉降幅度最大的一个。据钻孔资料（陈万川，1977），最深处达7500m左右，若参照其南侧太白主峰3757m的海拔高度推算，新生代以来渭河地堑的沉降幅度至少在10km以上，其断陷幅度之巨大引起了国内外地质学家的极大关注。

综合地表观察、遥感航磁和重力解释资料可知，渭河地堑南侧以蓝田-眉县大型正断层与北秦岭分野，北侧以阶梯状正断层与渭北隆起分界（图版Ⅰ-1）。这些边界正断层走向近东西，均呈大致平行、向盆内陡倾之势。南界断裂垂直断距近万米，北界断距近两千米。地堑内部最大的一条断裂——渭河断裂的最大垂直断距达2400m（陈万川，1977）。这三条主控断裂形成时间早，活动历史长，继承性明显，为成盆和控盆的主断裂。受其控制，渭河地堑西段走向为NWW，东段走向为NEE，呈一向南东凸出的弧形。渭河地堑内部差异升降显著，总体组成近东西向展布的南深北浅的不对称"箕状"断陷，且在横向上具有东深西浅的特点，从构造上可以简单地分为北部断坡和南部断坳（图4-7）。



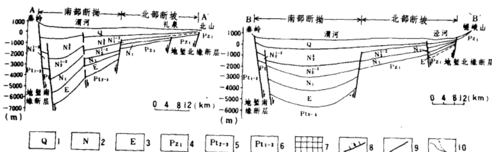


图4-7 渭河地堑地质略图

1—第四系；2—新第三系；3—老第三系；4—下古生界；5—中、上元古界；6—下、中元古界；7—山地；8—正断层；9—断层；10—河流。Ⅰ—北部断坡；Ⅱ—南部断坳。①—渭河地堑北缘断裂；②—渭河地堑南缘断裂；③—渭河断裂；④—长安-临潼断裂；⑤—口镇-闫良-关山断裂

地球物理、钻井资料和周边露头共同表明，以渭河断裂为界，渭河地堑的基底可以粗略地划分为南、北两大区：北部基底主要为中上元古界、下古生界的加里东构造层和局部残留的属燕山构造层的上古生界、中生界沉积岩层；南部基底主要由太古界、元古界变质岩和加里东-燕山期花岗岩体组成，并以长安-临潼断裂为界将南区进一步分为东部太古界变质岩区和西部元古界变质岩区(图4-1、4-7)。太古界变质岩与加里东-燕山期花岗岩区分布于渭河断裂以南，长安-临潼断裂以东，东接华山，南抵秦岭，其中出露的骊山断隆由太古界的片麻岩和燕山期花岗岩侵入体组成，其南侧的华山和秦岭露头区由太古界变质岩和加里东—燕山期花岗岩侵入体组成。在骊山、华山的山前地区，地震折射速度与华山太古界的折射速度均为4000m/s，而且其沉降区与骊山露头区均具有磁场值高的特征，表明该区段隐伏于断陷之下的基底与露头区的岩系相同，均以太古界变质岩和加里东-燕山期花岗岩为主。元古界变质岩和加里东-燕山期花岗岩区位于渭河断裂以南。长安-临潼断裂以西，南抵秦岭，秦岭北坡露头区为元古界变质岩及加里东-燕山期花岗岩。齐镇和蔡家坡钻井揭示的二长

岩和暗绿色绢云母片岩分别与太白花岗岩和元古界浅变质岩系相似，本区段的重、磁场值低可能是这类弱磁性的元古界片岩的反映。周至一带的正磁异常则可能是燕山期的花岗岩侵入体。这些资料共同说明该区段基底主体为元古界变质岩和加里东-燕山期花岗岩侵入体。

渭河断裂以北的断坡区，基底以下古生界为主，局部可能为上元古界片岩，零星残留上古生界、中生界地层。地堑北部大量浅钻揭示新生界之下为下古生界灰岩，局部钻遇上古生界(如渭3井揭示为二叠系砂岩)。宝鸡冯家山水库及其以南的断隆出露熊耳群火山岩、元古界浅变质岩和下古生界灰岩。乾县、武功等地的地震折射点速度为5000—6500m/s，与北部出露的奥陶系灰岩的折射速度相同，这些事实无疑说明了该区的断陷基底为上元古界、下古生界加里东构造层和局部残存的上古生界、中生界燕山构造层。依据上述前新生界的基底资料分析，渭河地堑应为新生代的断陷盆地，其基底岩石组成复杂的加里东构造层、燕山构造层和卷入的古老结晶基底岩系。

渭河地堑的内部结构和新生代沉积受近东西向主断裂控制，形成南深北浅的不对称箕状断陷盆地。北部断坡区的下古生界灰岩逐级下落，最大埋深300—400m，其上为上新统和第四系；南部断坳区基本上由几个大体相连的断凹组成，基岩最大埋深7500m，盖层主体为中新统。渭河地堑内沉积地层平缓，局部发育正断层牵引构造，但其规模和幅度一般不大。据地堑内部的盖层资料分析，其沉积盖层的时代不老于中新世，同样表明渭河地堑是一个新生代的大型断陷盆地。

综合上述分析，渭河地堑是在鄂尔多斯盆地西南缘至小秦岭地区前喜马拉雅期的加里东构造层和燕山构造层组成的基底上，于第三纪早期开始裂陷的喜马拉雅期断陷带。在断陷带南、北两侧发育走向近东西并向断陷内部陡倾的规模巨大的正断层，形成走向近东西、南深北浅的不对称箕状断陷带。该断陷带北侧的鄂尔多斯盆地西南缘的隆起区发育显著的正断层，形成切错早期挤压构造的喜马拉雅期拉张构造形迹，从而使得研究区前喜马拉雅期的构造复杂化；但同时也使得该区以断块运动为特征，并在断隆带展示出前喜马拉雅期较为复杂的构造变形特征。

(二)燕山构造层的冲断构造及其相应的宽缓褶皱变形

前已述及，鄂尔多斯盆地西南缘，海西运动和印支运动均以显示地壳隆升作用的地层间区域性的平行不整合接触关系为特征；而由侏罗系缺失上统且与上覆白垩系呈角度不整合接触以及下白垩统与其上覆的第三系地层呈角度不整合接触共同代表的燕山运动则是本区一次重大的构造变形事件，它造成研究区的上古生界、中生界(燕山构造层)强烈变形，总体发育显示地壳表层脆性变形特征的一系列叠瓦状冲断构造及轴面直立的宽缓褶皱变形，整体组成以草碧-老龙山-圣人桥断裂为前峰逆冲断层带的燕山期巨大逆冲岩席。

区域研究表明，由于鄂尔多斯盆地西南缘的区域隆升和剥蚀作用，角度不整合覆于强烈变形的加里东构造层之上的上古生界、中生界(燕山构造层)已遭受强烈剥蚀，基本上只有零星分布，但在研究区东部的口镇、圣人桥地区保存较好，并沿冶峪河河谷两侧出露，清晰而完整地展示了燕山构造变形期的褶皱形态及其构造组合样式。鉴于此，兹以口镇-圣人桥剖面为代表，结合区域燕山期的变形构造，综合分析本区燕山期的基本构造特征。

1. 口镇-圣人桥区段地质构造剖面解剖

口镇-圣人桥区段位于陕西泾阳与淳化交界地区(图4-4)。由于公路沿冶峪河河道延伸，提供了连续的地质露头剖面和类型多样、丰富多采的构造变形现象，因而该区成为了解

渭北隆起区地质构造特征的良好区段，吸引了众多地质工作者，也成为西安各地质院校学生野外教学实习的典型地区。然而，对本区构造特征及其形成期次的划分仍存在较大争议，因此，首先着重解剖该区段地质构造，并讨论相关问题，对于我们认识鄂尔多斯盆地西南缘构造面貌，尤其是燕山期构造特征具重要意义。

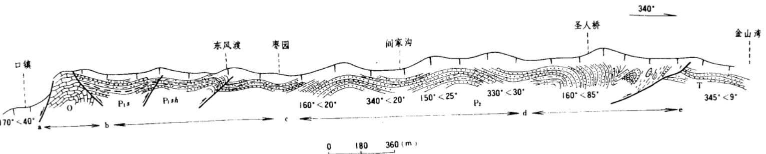
口镇-圣人桥剖面(图4-8)主要出露地层为二叠系和三叠系的内陆河湖相中厚层砂岩和砂页岩，仅在口镇局部出露奥陶系中厚层碳酸盐岩。依据口镇-圣人桥一线的地层组合、构造特征和变形强度，可将其划分为四个区段(图4-8)。

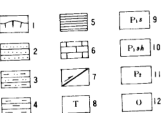
第一区段(ab)：由口镇附近强烈变形的奥陶系中厚层灰岩组成，南以口镇正断层(产状172°∠40°，图版Ⅰ-1)为界与渭河地堑相接触，北与二叠系山西组(P_1s)以正断层接触。该正断层在很大程度上是由于喜马拉雅期拉张断陷过程中二叠系地层沿不整合面局部滑动所致。口镇东侧的嵯峨山及更大范围的二叠系均以角度不整合关系上覆于奥陶系之上。此外，局部出露的奥陶系变形构造(尤其是河道深切位置)为南倾北倒的紧闭倒转褶皱的转折端部分，整体上与其东、西邻区奥陶系中厚层灰岩的变形极为相似，具有与区域加里东构造带相同的构造倒向和完全可比的变形特征，明显有别于本剖面中其它区段古生代和中生代地层中发育的构造变形。

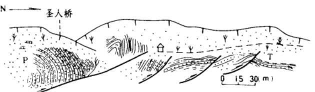
第二区段(bc)：口镇局部出露的奥陶系与二叠系分界处至枣园，由山西组(P_1s)砂页岩夹煤线和下石盒子组(P_1sh)砂页岩组成，发育走向近东西，平缓开阔的波状褶曲，其两翼平缓，倾角5°—10°，变形相对较弱，并伴生断面南倾的脆性冲断层。仅在东风渡脆性断层的南盘(上盘)露头中见到发育很好的不对称斜歪褶皱。

第三区段(cd)：枣园至圣人桥，主要由上石盒子组(P_2sh)和石千峰组(P_2s)砂岩夹砂页岩组成，岩性组合以强硬的中厚层砂岩为主体，发育走向近东西的短轴宽缓背向斜构造，褶皱轴面直立，两翼倾角10°—30°，相对bc段褶皱幅度增大，变形明显增强。

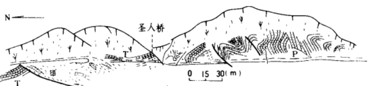
第四区段(de)：主要为圣人桥附近的复杂变形区段，以上二叠统中厚层砂岩强硬层为主体形成轴面向南陡倾的不对称背斜，南翼缓(155°∠35°)，北翼陡(160°∠85°)。褶皱过程中的层间滑动作用致使中厚层砂岩层面上形成了清晰的层面擦痕和阶步在该背斜外侧向北薄层砂岩夹砂页岩所占比例明显增加岩性组合以软弱层为主体地层由缓倾角递变为直立趋于倒转南倾(图版Ⅰ-2)，发育复杂的褶皱变形。其中的中小型褶皱总体显示出南倾北倒之势(图版Ⅰ-3)，枢纽走向近东西，倾伏角0°—10°；偶有轴面北倾的复杂揉皱，其枢纽走向亦近东西。紧邻这一复杂变形带北侧发育一条宽约50m、断面南倾的逆冲断层带，该冲断带切穿二叠系和三叠系地层。断层走向近东西，断层带由强烈破碎的断层角砾和断层泥以及卷入其中的二叠系和三叠系砂岩构造岩片、岩块组成，其中规模最大的三叠系强硬中厚层砂岩呈向斜状"漂浮"于冲断带内。对冲断岩片产状和页岩劈理产状以及局部次级冲断面产状的综合统计表明，该冲断带是一条断面向南缓倾(倾角40°±)、走向近东西(150°±)的脆性逆冲断裂带(图4-8)。依据上述变形特征可知，圣人桥区段的复杂构造显系区域变形构造在局部区段的表现。影响其褶皱变形的主导因素应为岩层厚度、岩石力学性质和动力状态。显然厚层砂岩为强硬层，在褶皱变形过程中表现为以弯滑褶皱作用为主形成的平行褶皱($Ⅰ_B$)，并对整个褶皱形态起主导的控制作用(图版Ⅰ-3、图4-8)；而由薄层砂岩夹页岩组成的软弱层则形成相对紧闭的复杂褶皱，并"迁就"强硬层而变形，从而形成类型多样、产出状态多变的中小型褶皱或揉皱。同时，在其北侧倒转翼软弱页岩层发育部位，构造应力相对集中，变形







冶峪河西岸剖面



冶峪河东岸剖面

图4-8 陕西泾阳口镇-圣人桥地质构造剖面图

1—黄土；2—砂岩；3—砂页岩；4—煤线；5—页岩；6—灰岩；
7—逆冲断层；8—三叠系；9—二叠系山西组；10—二叠系下石盒子组；11—二叠系；12—奥陶系

和层间滑动强烈，形成与褶皱变形相关的逆冲断层。冲断作用一方面使得递进变形过程中应力变形得以积累后释放，另一方面也促使褶皱变形持续进行并进一步复杂化。

第五区段，即指圣人桥冲断带以北的区段，三叠系中厚层砂岩呈单斜状向北缓倾（345°∠90°），仅在靠近断层带的位置略有挠曲，整体上显示冲断带北侧沉积盖层的相对弱变形。

对该剖面上述基本构造面貌存在争议的关键问题是：①圣人桥复杂构造变形区段构造性质及其成因；②剖面构造分期及其形成时期。

对圣人桥狭窄区段复杂变形构造，有学者视为岩石在未完全固结状态下水底重力滑塌作用的结果（宫同伦等，1987），亦有人认为是仅由二叠—三叠系组成的推覆构造所致（葛肖虹，1989）。对其形成时期，或认为是印支期（葛肖虹，1989），或认为是燕山期（刘光勋等，1985），或认为是与渭河地堑形成时期相同的伴生构造（陶明信，1989）。

我们认为，对圣人桥区段构造的认识单从这一个剖面反映的构造现象进行分析是不能作出全面而正确的判断的，必须依据对区域构造特征和沿断层带对不同区段断层特征的综合观察、分析，才能客观认识该断层带基本构造特征，作出合理的、切合实际的分析与解释。

从渭北隆起西段现今地质体的出露特征来看，沿草碧-老龙山-圣人桥一线，遥感图像、航空照片均显示为一线状断层带。而区域重、磁异常图显示的线状异常带和卫星照片所反映的线性构造带恰相吻合。重力梯度最大可达5mgal/km。其向西经永寿北面的常宁镇和千阳草碧交于六盘山弧形构造带东侧边界的青铜峡-固原断裂，向东可经渭河地堑基底，在很大程度上与华北陆块南缘构造带北侧边界的潼关-宜阳-鲁山-淮南的逆冲推覆带相连。

该断层正是渭北西部隆起带的北缘断层。断层以南，晚前寒武纪和下古生代构造层隆升出露，晚古生代至中生代地层呈剥蚀残留状局部出露。渭北西部隆起带的隆升机制，关键取决于草碧-老龙山-圣人桥断层的性质。

沿断层带走向追索结果表明，在断层向西所经山化、八里桥、东马庄等地（图4-9A、B、C区段），都可见到较好的露头剖面。断层带向南倾斜，倾角50°—70°。南盘的奥陶纪厚层灰岩逆冲于北盘的三叠纪、二叠纪地层之上，构成钻天岭铁瓦殿的主峰，并因此造成三叠纪、二叠纪砂岩、砂页岩层宽约50—100m不等的直立和局部倒转。陈家弦所作的鄂尔多斯盆地南缘地质、地震联合剖面图（图4-9E），则更清楚地显示出渭北隆起沿此带的逆冲隆升作用。断层带北侧地震资料提供的地层产状，清楚地表现出变形微弱的稳定性特征。

圣人桥冲断带向东延至嵯峨山主峰北侧的油坊沟（图4-9D），断层带宽约50m，带内变形强烈，由一系列断面南倾的冲断层及其夹持的三叠系砂岩构造断片组成。冲断带上盘二叠系中厚层砂岩的强烈褶皱变形，形成转折端圆滑的平卧褶皱，其枢纽产状为260°∠150°，冲断带内一系列次级冲断层及其夹持的冲断片所反映的统计产状为160°∠40°，显示由南向北的逆冲作用。断层带内平卧褶皱的良好三维露头，是判断成因机制的更为直观的剖面露头。

综合上述不同区段断层带特征分析，草碧-老龙山-圣人桥断层既不是仅以二叠系、三叠系组成的推覆构造，更不是水下重力滑动构造，而是一条涉及加里东构造层和燕山构造层、具区域规模的逆冲-推覆构造带。渭北西部上元古界和下古生界组成的加里东构造层隆升的主导因素，应是该断层的逆冲作用。当然，喜马拉雅期渭河地堑的断陷作用亦起了一定作用，并造成现今的地貌特征。

根据草碧-老龙山-圣人桥断层南侧强烈变形、北侧地层产状平缓稳定、无显著变形的

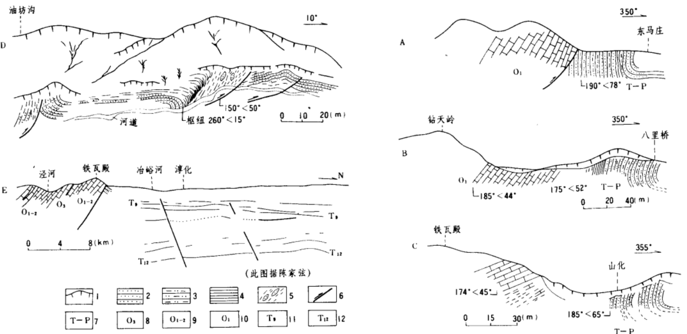


图4-9　草碧-老龙山-圣人桥逆冲断层带不同区段构造剖面图

1—黄土；2—砂岩；3—砂页岩；4—页岩；5—断层带劈理及透镜体；6—逆冲断层；

7—三叠-二叠系；8—上奥陶统；9—中、下奥陶统；10—下奥陶统；11—下古生界顶面；12—下古生界底面

特征，可以认为，该断层应是划分渭北西部褶、断构造带和北部鄂尔斯地块的边界断层，具有逆冲前锋带的突出特征。在肯定了圣人桥复杂构造区段的逆冲性质的基础上，进一步分析口镇-圣人桥剖面构造特征并可得到如下基本认识。

①该区段的主导构造格架以宽缓的开阔等厚褶皱为特征，局部发育复杂褶皱和逆冲断层，它们是同时期、统一区域挤压收缩作用下产生的构造组合。东风渡区段的斜歪褶皱和圣人桥区段的复杂褶皱均为与逆冲断层密切相关的褶皱变形过程中，局部应力集中所形成的。在软弱层发育区段，褶皱影响范围大，变形更为多样。造成东风渡和圣人桥区段褶皱规模及发育程度不同的原因，除应力强度外，软弱层的发育也起了重要作用。该区段褶皱变形的弯滑机制和开阔的等厚褶皱样式以及断层的脆性特征均表明岩石变形发生在地壳表层环境下。

确定该期构造形成时期的主要依据是：其一，剖面中该期构造被喜马拉雅期的拉张断陷作用形成的正断层截切；其二，区域内，白垩系与下伏地层之间存在显著区域性角度不整合面；其三，与区域加里东期构造(后述)相比，二者在构造组合、形成的构造层次方面均明显有别。综合分析表明，该期构造应形成于燕山期。

②除该剖面中的上述主导构造外，口镇北侧局部出露的奥陶系中可见南倾北倒的紧闭倒转褶皱(图4-8ab区段)。它的存在并非因奥陶系与二叠系间的正断层作用所致。从其与区域加里东构造层褶皱特征相类似来看，其应为加里东期构造产物。

③剖面中以口镇正断层为代表的后期构造，是叠加在早期挤压构造之上，与渭河地堑的伸展断陷作用密切相关的喜马拉雅期构造。

显然，口镇-圣人桥剖面的基本构造特征是以燕山期挤压变形的宽缓褶皱和逆冲断层及相应的复杂褶皱为主体构造，同时残留加里东期挤压构造，叠加有喜马拉雅期拉张断陷的正断层。因此，对一个地区构造特征的认识，不能只依据对一条剖面的观察作简单结论。

2. 燕山构造变形期的褶皱

口镇-圣人桥剖面提供了燕山期褶皱的基本特征，它们不仅普遍发育在鄂尔多斯地块西南缘残留的晚古生代和中生代地层中，而且也叠加在加里东构造层之上。研究区的岐山县交街—麟游、崛山寺—冢子河、西方后沟和麟游县的安舒庄林场以及礼泉县石泉河等地出露的二叠—三叠系地层中均有不同程度的显示(图4-10)。在交街至麟游桑树坪一线，二叠—三叠系砂岩夹页岩中发育一系列轴面直立、两翼倾角宽缓的背向斜构造，在其南端的铁里沟附近，宽缓的二叠系向斜南翼北倾，并以角度不整合关系上覆于其南侧加里东期构造面理(S_1 透入性面理)发育的震旦系昭陵组副砾岩之上(图4-10a)；在崛山寺-冢子河一线，出露的二叠—三叠系砂岩夹页岩地层组成轴面直立、走向近东西的冢子河宽缓向斜，该向斜南翼的二叠系砂岩角度不整合于发生多期复杂变形的震旦系昭陵组副砾岩之上(图4-10c)；在礼泉县石泉河北的丰圪塔一带，在一个近NE向冲沟两侧清晰可见二叠系地层角度不整合于多期变形的昭陵组副砾岩之上，形成包括不整合面在内的二叠系的宽缓褶曲，并叠加改造下伏加里东构造层(图4-10d)。研究区内上述二叠—三叠纪地层发育的轴面直立、走向近东西的宽缓背向斜构造反映了与口镇-圣人桥一线相同的燕山构造层褶皱变形的基本样式。

此外，前人通过对鄂尔多斯盆地区域构造的研究，不同程度地论及盆地南缘的燕山期构造变形特征。王定一等(1979)在其研究报告中认为，鄂尔多斯盆地西南缘以老龙山断层为界可以大致划分为“北山断褶带和彬县挠曲带”，并综合描述了与其相关的一系列褶皱变形构

造，但没有归并其褶皱变形序次。我们依据区域加里东构造层和燕山构造层发育的不同褶皱样式和组合规律分析，可以看出角度不整合于加里东构造层之上的上古生界至中生界的一系列宽缓的背向斜构造正是上述研究区内燕山构造层中发育的基本褶皱样式。比如华亭向

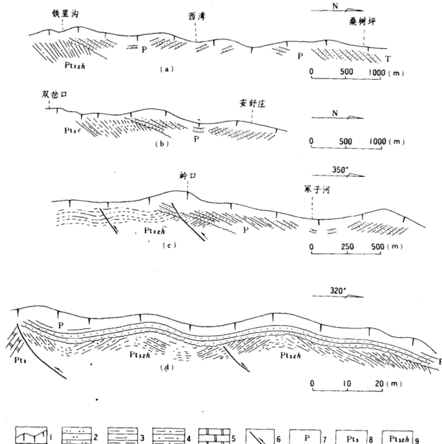


图4-10　鄂尔多斯西南缘不同区段燕山期褶皱特征

(a)—麟游县桑树坪-铁里沟剖面；(b)—麟游县双岔口-安舒庄剖面；(c)—岐山县岭口-冢子河剖面。(d)—礼泉县石泉河剖面。1—第四系黄土；2—砂岩；3—页岩；4—泥砾岩；5—白云岩；6—逆冲断层；7—二叠系；8—上元古界；9—昭陵组

斜，三叠系与侏罗系呈平行不整合接触，并一起褶曲变形，形成轴向北西、两翼倾角30—40°±的宽缓向斜，并与上覆的白垩系地层呈角度不整合接触。这一特征不仅显示了燕山构造层的褶皱样式，而且表明发生于三叠纪末的印支运动在研究区内仅表现为非造山性质的隆升作用，而发生于白垩纪初的燕山运动才是鄂尔多斯盆地西南缘具褶皱或造山性质的一次构造变形事件。张抗(1989)在其专著中指出：燕山期的主要构造形迹基本上平行于盆地边缘分布，具有成带性，并发育“穹隆型褶皱”。袁卫国(1984)也认为：鄂尔多斯盆地南缘燕山期褶皱构造分别为长轴或短轴的背斜和挠曲(图4-11)，其变形幅度从盆缘向盆内逐渐变小，两翼倾角逐渐变缓，背斜轴部出露的地层由南向北逐渐变新。

依据上述分析，研究区内上古生界、中生界（燕山构造层）中发育的褶皱样式与前人的区域构造分析基本吻合。区域内燕山期的褶皱主要为一系列走向近东西、长轴或短轴的宽缓背向斜或挠曲，褶皱轴面直立，两翼倾角较缓，为典型的开阔等厚褶皱。仅在靠近断层带附近应力集中的区段，尤其是软硬层并存的岩层中发育复杂而相对紧闭的褶皱，整体显示地壳表层的构造变形特征。而且褶皱变形整体具有自北而南强度递增、越趋发育的规律（图4-11），反映越近秦岭带，构造活动越强的总趋势。

需要着重指出的是，燕山期构造形成过程中同时还在不同构造区段不同程度地叠加并改造加里东期形成的变形构造，燕山期相应的构造形迹亦在上前寒武系和下古生界组成的加里东构造层中有所表现：①在加里东构造层的软弱岩层区段，加里东期的变形构造主体为紧闭倒转乃至平卧的尖棱褶皱，并伴生相应的透入性面理（后述），燕山期构造变形主要以加

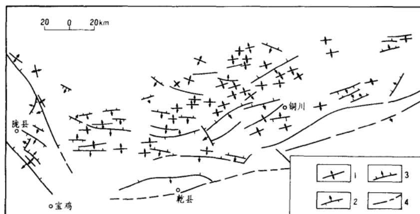


图4-11 鄂尔多斯盆地西南缘构造纲要图（据袁卫国，1984）
1—背斜；2—逆断层；3—正断层；4—性质不明断层

里东期的构造面理为变形面，形成燕山期宽缓的背向斜及其相应的冲断构造；②在加里东构造层的强硬层出露区段，加里东期的构造变形以倒转褶皱和在空间上与其呈连续递变的较宽缓的不对称背向斜构造为特征，燕山期的叠加改造多以褶皱的共轴方式叠加改造加里东构造层，造成加里东期的褶皱幅度和强度进一步加强，并伴生破劈理或高角度的脆性冲断构造；③加里东期形成的韧性或韧—脆性断层不同程度地被燕山期的冲断层继承、叠加和改造。

3. 燕山构造变形期的断层系统

研究区燕山期的断裂构造发育，以脆性变形为特征，主要表现为三种基本型式。其一是伴随宽缓褶皱变形形成的走向近东西、规模不等的逆冲断层；其二是叠加或改造早期断裂，形成较大规模走向近东西的逆冲断层带，断层带内变形强烈；其三是伴随上述两类逆冲构造，在不同构造区段不同程度地发育一系列走向北东或北西的剪切断层。这三种类型的断层共同组合成燕山期构造的断层系统，尤其以前两类更为突出，构成了本区由不同冲断层分隔的冲断岩块，反映了与褶皱变形相应的挤压变形作用。

通过研究区内大比例尺地质填图和对大型断裂带的追踪观察，并结合区域重磁异常的变化特征和卫星照片上所反映的线性构造综合分析，研究区内存在四条区域性大型逆冲断层(图4-1)，由南向北依次为：周公庙-曹家沟逆冲断层、崛山寺-安头塬逆冲断层、张家嘴逆冲断层和草碧-老龙山-圣人桥逆冲断层。这四条具区域规模的大型逆冲断层具有规模大、延伸远、变形强烈、继承性明显的特点。综合区域构造变形特征及其组合规律，并结合断层带内宏观和显微变形所反映的断层性质及其形成序次和断层两侧展布地层的新老关系分析，周公庙-曹家沟逆冲断层属于加里东期形成的韧性冲断带，后被燕山期构造叠加改造；崛山寺-安头塬逆冲断层是一条明显具多期活动性的冲断带，总体上具有燕山期构造变形的特征；张家嘴逆冲断层和草碧-老龙山-圣人桥逆冲断层属于燕山期活动的脆性冲断带，但从其两侧卷入的加里东构造层的变形特征分析，加里东期亦有一定的活动性，显示出一定的继承性。以下兹以现今主体显示为燕山期活动特征的老龙山断层、张家嘴断层和崛山寺-安头塬断层这三条区域性逆冲断层为主，结合与其伴生的同构造期的小型冲断层，综合分析研究区燕山期断裂构造的变形特征及其组合规律。

(1)草碧-老龙山-圣人桥逆冲断层带

断层带特征如前所述。它是一条具区域规模、呈近东西向分布于鄂尔多斯稳定地块和燕山期渭北褶断构造带之间的重要边界断层带。全长约180km。断层带的露头特征表明其应是一巨大逆冲-推覆构造的前锋带。推断渭北隆起西段应为由加里东构造层和燕山构造层共同组成的巨大逆冲岩席。

(2)张家嘴逆断层

该断层出露于礼泉县张家嘴一带，大体沿张家嘴南侧近邻的一条走向近东西的狭窄沟谷展布，向西延至玉泉坡后被第四系黄土覆盖；向东延至梁窑后沟一线，止于渭河地堑北缘断裂，出露长度约15km。

该断层出露断面的统计产状为230°∠50°，走向近东西，断层带宽约5m，由断层角砾组成，局部可见断面擦痕和阶步，指示由南向北的逆冲作用。断层带南侧(上盘)为具强变形特征的上前寒武系地层，北侧(下盘)为具弱变形特征的寒武系灰岩和白云岩以及局部出露的角度不整合于其上的二叠系砂岩。该断层在蔡窑李家的露头点处，上盘为上前寒武系的昭陵组砾岩，下盘为寒武系白云岩及角度不整合于其上的二叠系砂岩(图4-12a)。张家嘴断层向东延至梁窑后则产生次级分枝断层，其中穿过梁窑后沟的一枝走向NW、断面南倾的逆断层切过上前寒武系地层，并使昭陵组的副砾岩向北逆冲于寒武系白云质砾岩之上(图4-12b)，造成昭陵组部分层段的缺失。

依据上述张家嘴断层的构造特征和断层切过地层的新老关系，并结合燕山期区域构造特征分析，张家嘴断层是燕山期具脆性变形特征的逆冲断层。从断层平面组合规律来看，它可能是鄂尔多斯盆地西南缘燕山期构造带中发育的与草碧-老龙山-圣人桥这一前锋逆冲断层相匹配且具相同构造倒向的逆冲断层。

在张家嘴断层和老龙山断层之间的寒武-奥陶系地层分布区，发育一系列具相同构造倒向的脆性冲断构造(图4-5，4-13)，自北向南依次为：东宁沟逆断层、沙坡逆断层和顶天寺逆断层，以及一个断面北倾的小型反冲断层——方山逆断层。东宁沟逆断层，走向100°±，倾向南西，倾角45°—50°。断层切过下奥陶统灰色厚层微晶质白云岩。断层带宽10—15m，主要为角砾岩和钙泥质的胶结物。沙坡逆断层，走向近东西，倾向南，倾角30°—45°，断层南侧

(上盘)为下奥陶统白云岩和灰岩,北侧(下盘)为中、上奥陶统的灰岩和黄绿色页岩,页岩多具有小型褶曲和片理化现象。顶天寺逆断层,走向100°—110°,倾向南西,倾角40°—80°,断

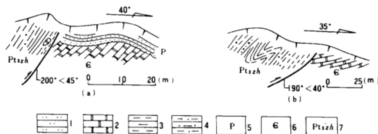


图4-12 张家嘴断层露头点素描

(a)—李家露头点素描;(b)—玉泉坡露头点素描

1—砂岩;2—白云岩;3—页岩;4—泥砾岩;5—二叠系;6—寒武系;7—昭陵组

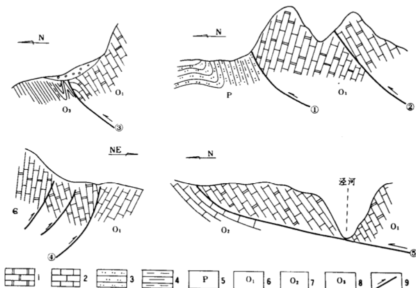


图4-13 钻天岭区段脆性逆断层素描(据黄河水利管理委员会东庄地质队,1964)

①—老龙山逆断;②—东宁沟逆层;③—沙坡逆断层;④—顶天寺逆断层;⑤—石人沟逆断层。1—白云岩;2—灰岩;3—砂岩;4—页岩;5—二系;6—下奥陶统;7—中奥陶统;8—上奥陶统;9—脆性逆冲断层

层南侧(上盘)为寒武系深灰色鲕状灰岩和白云岩,北侧(下盘)为中奥陶统灰岩和下奥陶统白云岩。断层带宽1—2m,具断层泥和断层角砾,并为钙泥质胶结。方山逆断层,走向北东东(80°),倾向北西,倾角20°—40°。断层北侧(上盘)为寒武系白云岩和页岩,南侧(下盘)为寒武系含燧石结核白云岩。破碎带宽5—10m,为钙泥质胶结的角砾岩。由于该区段二叠、三叠

系地层已剥蚀殆尽，致使上述断层切割地层的时代关系不明显，但从其断层性质和组合规律分析，这些断层可能大多具有一定的继承性。燕山期这些断层再活动，它们与草碧-老龙山-圣人桥逆断层和张家嘴逆断层一起共同组成鄂尔多斯盆地西南缘燕山期构造带之前缘冲断系统，具有地壳表层的脆性变形特征。

(3)岖山寺-安头塬逆断层

该断层总体呈近东西向延伸，向北缓倾，倾角28°—40°，全长约80km。断层东起唐王陵南侧的庄河沟和柳树沟交汇处，向东被渭河地堑北缘断裂所截而没于渭河地堑巨厚的新生代沉积之下；向西延伸经过磨子沟南端的安头塬，歧山县的交街和崛山寺，再向西则被新生界地层覆盖。崛山寺-安头塬断层是研究区内具有重要意义的区域性逆冲断层，它和张家嘴逆断层一起共同控制了本区近年来查明的上前寒武系地层的空间分布(图4-1)。该断层具有以下基本特点。

A.具有多期活动性。断层带的变形特征表明，它是加里东构造变形期发育的由南向北逆冲的较深层次的韧-脆性冲断带经燕山运动的改造而形成的由北向南逆冲的冲断带。带内局部残留早期构造形迹，这一特点宏观上在磨子沟安头塬、交街、崛山寺等露头点处均有不同程度的显示，尤以崛山寺区段表现最为清晰(图4-14)。该区段冲断带为宽约50m的千

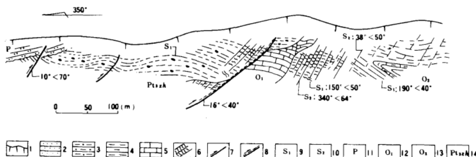


图4-14 崛山寺-安头塬断层带(崛山沟露头素描)

1—第四系黄土；2—砂岩；3—泥砾岩；4—页岩；5—灰岩；6—折劈；7—脆性冲断层；8—韧-脆性冲断带；9—加里东期面理；10—燕山期面理；11—二叠系；12—下奥陶统；13—中奥陶统；14—昭陵组

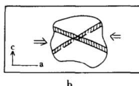
糜岩带，构造变形强烈，断裂带内残留有构造倒向南倾北倒的加里东期透入性面理(S_1)，和同产状的显示一定弯流变形特征的尖棱褶皱(图版Ⅰ-4)，以及与S_1面理产状一致的千糜面理。这些残留构造均与断裂带南侧相邻的薄层泥灰岩中发育的加里东期透入性面理(S_1)和紧闭倒转褶皱具有一致的产状，构造倒向均表现为低角度的南倾北倒之势，表明它们为加里东期构造变形的产物(后述)。燕山期，该断裂再次活动，并改造先期断裂，形成由北向南逆冲的冲断构造。在主冲断面(16°∠40°)的南、北两侧，早期面理被强烈改造(S_1)，形成强烈的折劈带，产生燕山期的新生面理(S_2)。折劈面(S_2)产状总体上与燕山期主冲断面相一致，局部略有变化(38°∠31°至340°∠46°)。在该冲断带的北侧，以昭陵组副砾岩中加里东期发育的S_1面理为变形面，形成与区域上二叠系变形相似的燕山期宽缓背向斜构造，并伴生同构造期的冲断层，它们明显地与该断裂带燕山期的冲断作用相协调。上述宏观构造变形特征反映出该断裂于加里东期形成，燕山期再次活动并被改造。现今主要表现为燕山期构造变形特

征。同时，该断裂的多期活动性和叠加改造特点在显微构造上也有所反映。在崛山寺、交衔、安头塬和庄河沟露头区段，采自断裂带内部的构造岩的磨光面和显微镜下的切片观察表明，大小不等的灰岩残块呈透镜状包绕于糜棱岩或千糜岩基质之中。将定向标本和定向切片恢复到其空间位置，可以判断这些拉长的透镜体所显示的S_S面理与糜棱面理(S_C)趋于一致(图版Ⅰ-5、Ⅰ-6)，且近似平行于区域上发育的加里东期宏观透入性面理(S_1)，显示出加里东期由南向北逆冲的特点。定向切片中石英脉成雁行状排列显示的右旋剪切作用，以及石英碎斑中发育的一组共轭剪节理同样可以判断其早期向北逆冲的特点(图4-15)。燕山期的构造变形改造了断裂带中这些早期变形构造，并以早期糜棱面理(S_C)为变形面形成与上述宏观折劈(S_2)相似的显微折劈构造(图版Ⅰ-7)，使早期显微变形复杂化，微观上显示了燕山期构造变形对早期构造的叠加改造作用。上述宏观和微观构造现象共同表明该断裂具多期活动性，它截切并改造下古生界和上前寒武系发育的加里东期变形构造。现今主要表现为燕山期由北向南的冲断作用。



a

图4-15a　定向薄片中雁列石英脉反映剪切方向(定向标本产状：210°∠35°)



b

图4-15b　定向薄片中石英碎斑的一组共轭剪节理反映的挤压方向(定向标本产状：167°∠23°)

B. 断裂带总体走向近东西，向北缓倾，倾角28°—40°。该断层构成了鄂尔多斯盆地西南缘燕山期构造带中的反冲断层。断裂北侧(上盘)出露上前寒武系，南侧(下盘)出露奥陶系，造成区域范围近东西向展布的上前寒武系逆冲于奥陶系之上。

C. 断裂带内普遍发育强烈的挤压揉皱，不同露头点小褶皱、线理与断裂带的关系主要反映燕山期由北向南的逆冲特点。

D. 断裂带由厚度不同的千糜岩和糜棱岩带组成，构造岩为强烈片理化、定向组构显著的黑灰色、紫红色的杂色糜棱岩，它们大多残留了早期的糜棱面理，并与宏观的透入性面理S_1平行，而与燕山期发育的折劈面理(S_2)近于直交。在断裂带的不同露头点处共采集构造岩样五十余块，对其进行了宏观磨光面和显微切片两方面的细致观察，发现其磨光面最显著的宏观构造是糜棱面理(图版Ⅰ-5、Ⅰ-6、Ⅱ-1、Ⅱ-2)，常常由透镜状—拉丝状固态流动变形纹层和眼球状—透镜状碎斑等显示出来，可偶见显微片内褶皱(图版Ⅱ-3)，且褶皱轴面平行于碎斑的压扁面。镜下观察构造岩，可以看到石英残斑的波状消光和带状消光以及石英的变形纹和方解石的机械双晶(图版Ⅱ-4)，局部可见石英动态重结晶现象(图版Ⅲ-1)。这些显微变形组构的形成机制多是通过晶内滑移从而引起矿物颗粒内部变形而最终产生的，并形成矿物集合体的结晶学优选方位，显示低温塑性变形的特点。另外，镜下还可以见到平行于糜棱面理拉长的石英或燧石的透镜状残斑在垂直于拉长方向上发生张裂，并为其它矿物充填的现象(图版Ⅲ-2)，反映在上述塑性变形过程中伴有脆性变形的发生。此外，薄片观察还表明，糜棱基质中含有大量的绿泥石和绢云母，并与动态重结晶的石英亚颗粒一起共同

组成变形变质分异条带(图版Ⅲ-3),其动力变质作用已达到了低绿片岩相的变质程度。上述变形变质特征说明,崛山寺-安头塬断裂带在加里东期活动主要表现为低温韧—脆性变质带,其变形变质温度在200°—300℃之间,总压力为0.15—0.4GPa(刘喜山,1989)。

4. 燕山期构造变形的组合规律

综合上述燕山期褶皱和断裂特征及其空间组合规律分析,草碧-老龙山-圣人桥逆断层、张家嘴逆断层和崛山寺-安头塬逆断层是鄂尔多斯盆地西南缘燕山期形成的三条区域性逆冲断层带,三者大致平行,走向近东西,它们从总体上共同控制了研究区燕山期的构造格架。草碧-老龙山-圣人桥逆断层位于研究区北侧,该断层以北的上古生界和中生界地层构造变形微弱,表现为宽缓的挠曲或向北缓倾的单斜层,仅在靠近断层带附近由于受断层活动的影响而发生强烈变形。断层以南的构造变形相对强烈,燕山运动不仅使该区段上古生界和中生界地层形成轴面直立的宽缓背向斜及其相应的冲断构造,而且在局部区段以断裂方式为主,叠加并改造下伏构造层的加里东期变形构造,整体构成一个构造变形相对强烈的燕山期构造活动"断褶带"。因此,草碧-老龙山-圣人桥逆断层构成了鄂尔多斯盆地西南缘燕山期构造带的前锋逆冲断层带,成为活动带与稳定地块的构造分界。而在其南侧依次发育的东宁沟逆断层、沙坡逆断层、顶天寺逆断层和张家嘴逆断层则分别是在燕山构造变形期形成的冲断带中同构造期活动的、与前锋逆冲断层相应的同产状而不同规模的脆性冲断构造。断面北倾的方山逆断层是夹于其间的一个小型反冲断层,而向南逆冲的崛山寺-安头塬逆断层则是燕山期构造活动形成的断褶带中发育的断面北倾的大型反冲断层,它与其北侧发育的一系列燕山期逆冲断层一起共同构成一个逆冲断层系统,显示出研究区燕山期以逆冲作用为主兼具宽缓褶皱变形的构造组合。正是由于崛山寺-安头塬燕山期南冲逆断层和张家嘴北冲逆断层的联合作用,使得青白口—震旦系地层出露于研究区内近东西向的狭窄带中。崛山寺-安头塬断层以南至渭河地堑北缘断裂一带,主要出露下古生界和蓟县系的厚层灰岩和白云岩,岩性坚硬,强度大。燕山期构造变形对其影响主要表现为叠加在强烈变形的加里东构造层之上的、具脆性变形特征的破劈理和一系列小型的脆性冲断构造。同时,受崛山寺-安头塬断层燕山期由北向南推冲作用的影响,燕山期构造变形在该区段表现为由北向南的推挤作用,主要体现在周公庙-曹家沟这一加里东期形成的由南向北逆冲的韧性变形带内的局部区段发育北倾的燕山期构造置换面理(S_2)(后述)。

总之,鄂尔多斯盆地西南缘燕山期的构造变形是以上古生界、中生界的沉积岩系为主体,以整体显示地壳表层构造层次的脆性冲断构造为主要特征,并兼具轴面直立的宽缓褶皱变形作用,同时还不同程度地叠加改造下伏构造层的加里东期变形构造,形成燕山期"褶皱-冲断"构造体系。呈近东西向带状展布于鄂尔多斯盆地南缘。

(三)加里东构造层的强烈挤压变形及其相应的韧性—韧脆性叠瓦状冲断构造

鄂尔多斯盆地西南缘存在加里东期构造已被有关学者提及并论证,但因后期构造的叠加改造而面目不清,见著者虽从地层接触关系和建造特征论及加里东运动的存在,但对其构造变形特征研究不详。近年来,我们通过对泾河、口镇、唐王陵、石泉河、泔河、武申河-好时河(磨子沟)、漆水河、野河、交街、崛山沟、涝川和西方后沟等地进行详细地质调研认为,本区现今的基本构造面貌虽直观地表现为喜马拉雅期的拉张断陷和燕山期的断褶构造,但筛分并剔除这两期构造的叠加和改造的影响之后,该区二叠系下伏的由下古生界、上前寒武系组成的加里东构造层则呈现出另一种特殊构造面貌:它们是一系列南倾北倒的紧闭倒转褶皱

和在空间上与其连续递变的较宽缓的倾斜褶皱或不对称背向斜构造，以及同构造期形成的具有相同构造倒向、并显示韧性和脆-韧性变形特征的叠瓦状逆冲断层，且伴生同构造期的轻微变质作用，整体上表现为地壳浅构造层次的构造变形，从而组成有别于前述喜马拉雅期和燕山期构造的呈近东西向延伸的强烈的加里东期构造变形带。以下在剔除喜马拉雅期和燕山期叠加构造的基础上，分别从区域地层接触关系和构造变形两方面对鄂尔多斯盆地西南缘加里东期的强烈挤压变形作用予以综合分析。

1. 区域地层接触关系及其特点

鄂尔多斯盆地西南缘普遍可见宽缓褶皱变形的二叠系以区域性角度不整合关系压覆在强烈褶皱变形的下古生界和上前寒武系的不同层位之上，其间缺失志留—石炭系（图4-6）。不同区段有不同表现，如在岐山县西方后沟，北倾的二叠系砂岩角度不整合覆于强烈构造变形的奥陶系泥灰岩之上。奥陶系以强烈褶皱变形、劈理化和层间折劈发育为突出特色。奥陶系泥灰岩中发育的次级褶皱的两翼产状（130°∠57°和146°∠89°）及其与层理（S_0：175°∠20°）、劈理（S_1：135°∠43°）的关系以及轴面劈理的总体产状（240°∠22°）均反映这里是由奥陶系薄层泥灰岩强烈变形组成的一个南倾北倒的大型倒转褶皱的转折端部位，轴面大致倾向南西。在崛山沟的香山、永寿的凤凰台和鹞子村、礼泉县石泉河的丰圪瘩等地，二叠系砂岩分别以高角度不整合覆盖在强烈变形的上前寒武系的不同层位之上。在口镇嵯峨山、礼泉县张家嘴等地，二叠系砂岩则呈角度不整合覆盖在强烈变形的寒武-奥陶系灰岩的不同层位之上。上述二叠系与前二叠系（加里东构造层）之间的区域性角度不整合所涉及的范围，据大区域的地层展布规律分析，大致在泾川-富平近北西西一线之南（汤锡元等，1978），其北向鄂尔多斯盆地内部转为平行不整合关系（图4-6）。由此推测，包括渭河地堑在内的邻接北秦岭构造带的近东西向狭长地带，因受北秦岭构造带变形的影响，奥陶纪之后发生过强烈的褶皱变形，而同时期以泾川、富平一线为界，向鄂尔多斯盆地内部则表现为大面积隆升，二者应具内在联系，它们应是同一区域背景下的同一构造运动方式的构造活动在不同构造单元上的不同表现。加里东期强烈的构造变形带局限于鄂尔多斯盆地西南缘近东西向狭长地带的特点说明，它可能是稳定地块与活动造山带交接地带构造变形的产物。综合区域构造分析认为，研究区前二叠系近东西向延伸的这一强烈构造变形带属造山性质的构造带，其形成于奥陶纪之后，并造成本区长期隆升，遭受长期剥蚀，于二叠纪才开始接受沉积，因此，其构造变形期应属加里东期，隆升作用可延至海西期，之后接受二叠纪陆相沉积。

2. 加里东期构造变形的基本特征

对纵贯研究区的十二条地质路线的详细观察、剖面实测和横向对比以及涝川-瓦罐岭和唐王陵-钻天岭区段的大比例尺构造填图表明，鄂尔多斯盆地西南缘二叠系之下出露的下古生界和上前寒武系构造变形的总体规律是强变形带和弱变形区相间排列、有机组合，发育紧闭、倒转褶皱和在空间上与其呈连续递变的同构造期形成的较宽缓的不对称背向斜，以及同产状的韧性和韧脆性叠瓦状逆冲断裂构造。并在强变形带中伴生同构造期的轻微变质作用，组成近东西向延伸的强烈挤压构造带。此外，由于该带的不同构造区段的应力强度和岩性组合不同，因而，在加里东构造变形期总体构造格架下，不同构造区段的构造变形特征及其组合样式存在着一定的差异性，从而显示出构造变形的显著不均一性，及其相应构造组合样式在空间上的分区性。这是变形地质体普遍具有的共同规律。

强变形带和弱变形区的划分是相对的。一般线状构造带（具一定规模的不同层次断层

带）为强变形带，弱变形的岩块为弱变形区（或域）。根据研究区的实际情况，我们将强变形带分为两类，其一为紧密、倒转褶皱带，其中发育透入性劈理和逆冲断层组合；其二为规模较大的韧性、韧—脆性冲断带。将发育较宽缓褶皱和小规模断层的区段称之为弱变形区。

因此依据野外地质填图结果（图4－2、4－3、4－4、4－5），按照加里东构造层中变形强度和构造组合特点以及构造样式在空间分布上的差异，将研究区划分为弱变形区和强变形带（图4－16）。弱变形区为：岐山－涝川弱变形区、瓦罐岭－乾陵弱变形区、钻天岭弱变形区；强变形带为崛山寺－唐王陵强变形带（以强烈褶皱和冲断构造组合为特征）和周公庙－曹家沟韧性冲断强变形带。依据区域内典型的实测地质构造剖面，并结合典型区段大比例尺的地质填图，分别对加里东构造层之强变形带和弱变形区构造变形的基本特征予以分析说明。

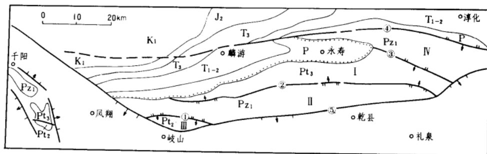


图4－16 鄂尔多斯盆地西南缘加里东构造层之强变形带与弱变形区的划分

Ⅰ—崛山寺－唐王陵强变形带；Ⅱ—瓦罐岭－乾陵弱变形区；Ⅲ—岐山－涝川弱变形区；Ⅳ—钻天岭弱变形区。①—周公庙－曹家沟韧性冲断带；②—崛山寺－安头塬韧－脆性冲断带；③—张家嘴脆性逆冲断层；④—草碧－老龙山－圣人桥脆性逆冲断层；⑤—渭河地堑北缘正断层

（1）加里东构造层强变形带的构造变形特征

A. 崛山寺－唐王陵强变形带

该带西起岐山县西方后沟，向东经崛山寺、交街、坝河滩、漆水河、武申河、石泉河、唐王陵、梁窑后沟，止于渭河地堑北缘断裂带。南以崛山寺－安头塬逆冲断层带为界；北界东段为张家嘴逆断层所限，西段以二叠系不整合出露线为界。该带南北宽约8km，东西长约80km，出露地层主要为青白口系的南曹德组、庄河沟组和皇坪组以及震旦系的昭陵组。南曹德组主要由滑塌角砾岩、页岩和薄板状灰岩组成，局部夹厚层砂岩。庄河沟组主要为一套灰绿—黄绿色页岩。皇坪组由燧石角砾白云岩和紫红色钙质页岩组成。昭陵组主要由一套具重力流特征的砾岩、副砾岩和页岩夹层组成。由此可以看出该区段出露地层的岩性组合主要显软弱层的性质。该带构造变形强烈，以南倾北倒的紧闭倒转褶皱及其相应的韧—脆性冲断构造组合为特色，发育区域性的透入性劈理，并经历了轻微的变质作用。兹以武申河－好时河地质构造剖面为代表，并综合区域同构造带不同区段所见之构造现象，对强变形带的基本变形特征予以综合分析。

武申河－好时河剖面（图4－17）主要出露青白口系的南曹德组、庄河沟组和皇坪组，以及震旦系的昭陵组，其北端为二叠系砂岩以角度不整合关系覆盖，南端由于崛山寺－安头塬断层燕山期向南的冲断作用，使得北侧的上前寒武系掩覆于奥陶系灰岩之上。该剖面构造特征

具突出代表性。

a. 褶皱

依据地层的岩石组合、中小型乃至大型构造特征及其共生组合关系，整个武申河-好时河剖面可确定为两个复式倒转背斜和两个复式倒转向斜，由北向南分别描述如下。

南月圆复式倒转向斜　震旦系昭陵组二段的深灰、灰绿、浅红色砾岩、泥砾岩和页岩组成向斜核部(图版Ⅲ-4)，青白口系皇坪组之残余叠层石白云岩和庄河沟组页岩为其翼部，共同组成南翼陡、北翼缓、地层产状总体向南倾斜的大型复式倒转向斜。其倒转的南翼被逆冲断层所截，地层出露不全；北翼地层发育较为完整，层理产状190°∠25°±，劈理产状为200°∠40°。层理与劈理的关系(图版Ⅲ-5)和层面擦痕线理(由定向生长的方解石显示，产状185°∠29°，上层面北冲)以及沉积粒序均指示北翼为正常翼。

黄家嵬复式倒转背斜　由青白口系庄河沟组黄绿—灰绿色页岩组成，其中除石英粉砂岩、细砂岩及薄层泥灰岩的夹层可见转折端较圆滑的小型倒转-平卧褶皱(图版Ⅲ-6)外，普遍发育中小尺度的平卧尖棱褶皱(图版Ⅲ-7)。变形强烈，宏观透入性劈理(S_1)强烈置换原始层理(S_0)，劈理基本平行于尖棱褶皱的轴面面理，同时发育一系列以折劈带、强烈片理化带和千糜岩-糜棱岩化带为特征的南倾北倒的叠瓦状冲断构造。

南曹德复式倒转背斜　主要岩性为青白口系南曹德组的紫红色页岩、大型滑塌角砾岩、薄层灰岩、泥灰岩及厚层石英砂岩夹层，层理明显，厚层石英砂岩为其标志层，显示的构造现象颇为壮观，发育一系列次级低角度乃至平卧的褶皱，总体组成一个复式倒转背斜，构造倒向为南倾北倒。厚层角砾灰岩和厚层石英砂岩形成转折端圆滑的不同规模倒转乃至平卧的背向斜构造(图版Ⅳ-1、Ⅳ-2、Ⅳ-3、Ⅳ-4、Ⅳ-5)，而其周围的薄层灰岩和紫红色页岩则形成倒转乃至平卧的尖棱褶皱。在薄层泥灰岩和页岩发育的局部区段面理置换强烈，形成与尖棱褶皱轴面面理相一致的透入性构造置换面理(S_1)。

宋家坡复式倒转向斜　出露地层为奥陶系中厚层灰岩夹薄层泥灰岩，其间发育大、中、小不同尺度的褶皱及具指向性的层间拖褶皱(图版Ⅳ-6、Ⅳ-7、Ⅴ-1)，均显示南倾北倒的特点。它与其北侧安头塬糜棱岩带以北具强变形特征的上前寒武系地层的构造变形具有相同的构造倒向，总体显示为同构造期变形产物，但其变质变形强度又有一定差别。宋家坡复式倒转向斜以转折端较圆滑的褶皱为特点，不显示透入性的面理置换和浅变质作用，与瓦罐岭-乾陵弱变形区的总体构造变形特征和组合样式相一致(后述)，应属弱变形区的变形构造；但又因其紧邻北侧具多期活动性的崛山寺-安头塬断层，受该断层加里东期自南向北逆冲作用的影响，因而又显示出比瓦罐岭-乾陵弱变形区的构造变形相对较强的特点，以其复式倒转向斜构造有别于弱变形区整体上发育的较宽缓的不对称背向斜构造。

武申河-好时河剖面中，上述强变形带发育的褶皱变形构造在研究区内其它地质剖面的相应强变形带中均有不同程度的显示。磨子沟东侧的唐王陵剖面(图4-4，Ⅰ-Ⅰ′)中相当于强变形带的部分，以青白口系的庄河沟组、皇坪组和震旦系昭陵组共同组成一个大型的复式倒转背斜。该大型复式背斜在唐王陵位置发育一个次级向斜，该次级向斜的核部由震旦系昭陵组砾岩组成，构成唐王陵主峰。唐王陵次级向斜南翼昭陵组杂砂岩夹层显示的总体地层产状为35°∠30°，昭陵组副砾岩中发育的透入性劈理S_1的产状为190°∠45°±；次级向斜北翼地层产状为155°∠27°，劈理产状为195°∠65°。因此，次级向斜的南翼和北翼层理与劈理的关系反映两翼均为正常翼，并指示大型复式背斜的存在。在唐王陵剖面梁窑后沟区段，自北

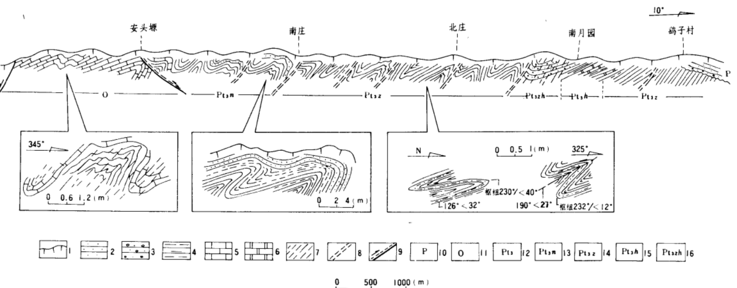


图4-17　武申河-好时河地质构造剖面图

1—第四系黄土;2—砂岩;3—砂砾岩;4—页岩;5—灰岩;6—白云岩;7—劈理;8—密集劈理化带;
9—韧—脆性冲断层;10—二叠系;11—奥陶系;12—上元古界;13—南曹德组;14—庄河沟组;15—皇坪组;16—昭陵组

向南依次出露昭陵组上部层段的白云质砾岩、昭陵组下部层段的副砾岩和皇坪组白云岩夹页岩,其中昭陵组副砾岩与白云质砾岩呈断层接触并逆冲于白云质砾岩之上,造成昭陵组内部层段的缺失。这里地层总体南倾,地层层序倒转,而且层理(210°∠54°—80°)与劈理(177°∠44°)的关系表明该处为上述大型复式倒转背斜的倒转翼,它与唐王陵次级向斜区段的正常翼共同组成一个完整的大型复式倒转背斜。此外,在唐王陵次级向斜南侧,庄河沟组页岩中普遍发育小型对称尖棱褶皱(图版Ⅴ-2),并普遍发育与小褶皱轴面产状一致的宏观透入性面理。依据庄河沟组页岩中这些变形特征分析,它无疑应为上述大型复式倒转背斜南翼(正常翼)发育的唐王陵次级向斜南侧紧邻的一个次级背斜的转折端部位。武申河-好时河剖面西侧的野河剖面北段(四郎庙以北)的强变形带,主体由震旦系昭陵组的副砾岩夹杂砂岩组成。依据其中层理与劈理的关系和大、中、小型构造的特征及其相互关系,以杂砂岩为标志层可以确定一个倒转背斜和一个倒转向斜,其轴面均南倾北倒。同时相应地发育具有相同构造倒向的宏观透入性劈理和冲断构造。岩层经历了轻微的变质作用。此外,宝鸡冯家山水库附近由绢云母石英片岩、杂色板岩和薄层大理岩(据研究该地层与南曹德组可比)组成的地层,以冲断关系与其南侧的熊耳群火山岩相接触,发育紧闭倒转褶皱,局部可见同产状的无根褶皱,强烈片理化,且片理产状与轴面相一致,均呈南倾北倒之势。该区段的变形变质特点与研究区上述强变形带内的变形特征完全相似,但变质作用显著增强,说明该区段无疑是加里东构造层强变形带的西延部分。

依据上述分析,鄂尔多斯盆地西南缘加里东构造层之强变形带的褶皱变形以上前寒武系地层强烈变形而形成的南倾北倒的倒转褶皱为特征,变形岩石中发育相应的透入性劈理,并伴生轻微的变质作用。

b. 断层

武申河-好时河剖面中强烈变形的上前寒武系除形成一系列南倾北倒的复式倒转褶皱外,还普遍发育一系列同产状的叠瓦状逆冲断层带。断层的规模与岩石的岩性有关,在强硬岩层与软弱岩层相邻区段,断层规模往往较大,如南月园复式倒转向斜南侧的断层和南曹德复式倒转背斜北侧的南庄断层,一般发育十余米宽的千糜岩-糜棱岩化带,由片理发育的绿泥绢云母化千糜岩组成;而在软弱岩层内部,如庄河沟组黄绿—灰绿色页岩组成的黄家嵬复式背斜内部,断层构造以出现频率高、并由密集的劈理化带组成为特征(图版Ⅴ-3),其两侧可见以薄层粉砂岩为标志的勾状同斜紧闭褶皱(图版Ⅴ-4),断层走向近东西并以30°—50°的角度向南倾斜,组成一系列向北依次逆冲的叠瓦状逆冲断层带。它们在空间上与倒转褶皱构造密切伴生,且常发育于褶皱的倒转翼,应该是褶皱作用晚期阶段韧-脆性变形的产物。至于武申河-好时河剖面南端的安头塬逆断层,它是区域上岷山寺-安头塬逆冲带的组成部分。前文已经述及,它是加里东期业已形成的由南向北逆冲的韧—脆性逆冲断层,燕山期又再次活动,并被叠加改造而转为向南逆冲,造成强烈变形的上前寒武系地层逆冲抬升,从而使得研究区内加里东构造层中相对较深层的上前寒武系的加里东期变形构造以强变形带的形式出露于本区近东西向的狭窄地带。

c. 劈理

研究区内,加里东构造层之强变形带内的透入性劈理极为发育,具区域性特征,但在不同构造部位和不同岩性区段,其发育程度和特征又有差异。

在页岩和含砾泥岩等软弱岩层分布区段(如上述的庄河沟组页岩和昭陵组副砾岩、含砾

泥岩、页岩出露区)，因岩性弱而均一，表现为密集的透入性劈理，并发生较强烈的面理置换，形成规则的轴面面理，其产状与紧闭尖棱褶皱的轴面产状相一致。该透入性劈理沿研究区昭陵组出露地段稳定发育。在昭陵组厚层泥砾岩中若无其它岩性夹层，甚至会犯误将劈理当层理的错误。对采自紧闭倒转褶皱转折端内侧的含砾泥岩进行镜下观察，可见岩石中不同成分砾石虽压扁程度不同，但均明显呈线性定向排列并平行于劈理面S_1的现象(图版Ⅴ-5)。值得提及的是，其中所含的千枚岩砾石中具有两期面理，早期面理与砾石压扁长轴斜交，应为千枚岩形成时的面构造；与砾石定向相一致的晚期面理才是含砾泥岩形成后遭受变形所产生的新生面构造。具体讲就是加里东构造变形期所产生的面理(S_1)具流劈理特点，劈理面和砾石压扁面共同代表了变形椭球体之*XY*面，反映了强烈的挤压变形作用，应为紧闭倒转褶皱的轴面面理。

在强硬岩层与软弱岩层互层产出的情况下，弱岩层劈理密集，具透入性；强岩层劈理稀疏，且多发育在褶皱转折端部位，呈"正扇形"，并与弱岩层在转折端部位发育的"反扇形"劈理形成明显的劈理折射，反映了岩石力学性质的显著差异。

上述劈理在确定本区的地层正倒、判断构造部位和分析构造层次方面均具重要意义。

d. 崛山寺-唐王陵强变形带的褶皱特征及其构造组合

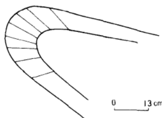


图4-18 武申河南曹德组砂岩小褶皱等倾斜线图

对南月园复式倒转向斜中厚层杂砂岩以及南曹德复式倒转背斜中厚层石英砂岩等强硬岩层组成的大、中型主控褶皱的宏观观察表明，其转折端较圆滑，两翼和转折端岩层的厚度近于一致，它们应属Ramasy J. G. 褶皱几何分类中的Ⅰ$_B$型(等厚褶皱)；而对强硬层形成的主控倒转褶皱内部薄的强硬层中发育的中小型紧闭倒转褶皱两翼长短的测量表明，其两翼比为3∶1—2.8∶1。采用Ramasy J. G. 横截面等倾斜线法对该类褶皱转折端部位小褶皱作图，其等倾斜线向内弧呈收敛状，转折端等倾斜线比两翼的略长，反映两翼岩层厚度变薄、转折端加厚之趋势，应属Ramasy J. G. (1967)褶皱几何分类中的Ⅰ$_C$型(图4-18)。总之，强变形带强硬岩层形成主控的Ⅰ$_B$型等厚褶皱，其间发育中小型的Ⅰ$_C$型的紧闭褶皱和尖棱褶皱，其主导的褶皱样式为正常翼大于倒转翼且转折端较圆滑的连续不对称倒转褶皱。通过对小型褶皱轴面和枢纽产状的测量统计，褶皱轴面倾向为190°±，倾角30°—40°，枢纽近水平，但露头中不乏平卧褶皱。正是上述主导的褶皱样式，造成了整个剖面中地层总体向南倾斜的总概貌。

对南曹德复式倒转背斜中厚层石英砂岩形成的近于平卧的褶皱的观察表明，背斜转折端外侧的厚层砂岩形成规则连续、转折端圆滑的大型主控褶皱，其核部的薄层灰岩和粉砂岩则形成复杂的中小型紧闭褶皱，而紫红色页岩则形成小型的尖棱平卧褶皱。本区强变形带大型褶皱转折端内侧页岩的褶皱变形，几乎无一例外是以小型尖棱褶皱为特点(如前述黄家嵬复式背斜和唐王陵区段大型复式背斜中庄河沟组页岩的褶皱变形)，这一变形特点反映了褶皱转折端内侧成层性良好的薄层页岩组成的软弱层受挤压作用时形成的独具特征的变形构造。上述三类不同岩性、不同厚度岩层在褶皱的不同部位形成的褶皱变形特征，代表了不同

厚度、不同粘度的层状岩石同构造期褶皱变形的基本规律，总的说明了加里东构造层之强变形带中不同构造部位、不同岩层形成的形态不同、但产状基本一致的褶皱，应是同构造期、同方式构造作用因其岩性及其厚度差异造成的差异变形所致。它们的基本组合面貌是南倾北倒的倒转乃至平卧的不对称褶皱，伴随褶皱变形作用产生轴面和层间劈理，形成具区域规模的透入性劈理，并相应地发生轻微的变质作用。而不同规模但同产状的叠瓦状向北逆冲的断层，应是同构造期具一致构造倒向的褶皱变形晚期进一步挤压产生的韧—脆性冲断构造，总体上反映了构造变形由褶皱作用向冲断作用发展演进的过程。这些密切共生、相互关联的不同构造现象，构成了该类强变形带是以叠瓦状褶皱岩片为特征的基本面貌。其中断层的逆冲性质和褶皱的显著不对称性共同表明，它们应是在区域南北向强烈挤压的背景下，沉积盖层和基底滑脱形成的构造组合，并具有地壳浅构造层次的韧—脆性变形特征。

B. 周公庙-曹家沟韧性逆冲断层带——强变形带

野外追索观察表明，该构造岩带西起周公庙岭背后的大沟脑，东经蒲家沟林场、曹家沟和红崖沟，止于渭河地堑北缘断裂，现今出露长度为12km。断层带南侧（上盘）为蓟县系厚层燧石条带白云岩，北侧（下盘）为寒武系白云岩、泥灰岩和页岩。断带走向近东西，断面向南缓倾（40°±）。依据断层带两侧变形地层的新老关系和大、中、小型构造的特征以及断层带内部发育的具指向性的揉皱构造和构造面理，并结合镜下构造岩的显微变形特征，可以确定该断层带是加里东期形成的韧性冲断带。它构成了岐山-涝川弱变形区与瓦罐岭-乾陵弱变形区的分界。

该断层带野外不同露头区段的宏观构造现象（图4－19）表现为：在周公庙岭背后大沟脑为透入性片理发育的钙质糜棱岩带，加里东期形成的糜棱面理（S_1）的总体产状为230°∠40°，反映出其断面向南缓倾的趋势。局部显示出燕山期构造的叠加，表现为在S_1面理基础上形成折劈构造（图版Ⅴ－6、Ⅴ－7），折劈面（S_2）产状为320°∠35°，显示为向南的推冲作用。受其改造的S_1面理的包络面产状（210°∠70°±）与整体未受燕山期变形改造的S_1面理的产状（230°∠40°）共同反映了该冲断带加里东期的构造倒向为南倾北倒，显示为加里东期构造变形的产物。

在曹家沟附近，断层带以强烈变形的千糜岩带为特征，同时卷入并裹携蓟县系白云岩构造透镜体，并发育复杂的揉皱。其中普遍发育的加里东期面理（S_1）的统计产状为230°∠49°±，断层带南侧（上盘）为向北缓倾的蓟县系白云岩，北侧（下盘）是加里东期强烈变形的寒武系厚层白云岩。断层带为加里东期形成的由南向北逆冲的韧性强变形带。

在红崖沟西侧，蓟县系白云岩与寒武系灰黑色的厚层白云岩呈断面较陡的断层接触，断层带为宽约十余米的千糜岩带，但因黄土覆盖严重，变形特征反映不清。

采自断层带不同露头区段的27块构造岩的磨光面和切片的显微构造变形特征表明，周公庙-曹家沟断层是由钙质糜棱岩（周公庙）和强烈变形、构造片理发育的绿泥绢云母（白云母）化千糜岩（曹家沟）带组成的一条显示韧性变形特征的逆冲断层带。千糜岩中糜棱基质含量大于50%±，变质分异条带明显（图版Ⅵ－1），主要由绿泥石、绢云母和白云母（40—45%）以及动态重结晶的石英和方解石细小晶粒（35—40%）组成。基质中片状矿物表现为受变形椭球主轴控制的剪切条带叶理（S_s），并与剪切变形面理（S_c）呈锐角相交，形成S－C面理构造（图版Ⅵ－2）；残斑主要为石英（岩屑），压扁拉长明显，并可见石英集合体的透镜体（图版Ⅵ－3）。不同切片中石英含量差异较大，一般在5—20%范围内变化。石英残斑中普遍可以见

到波状消光和带状消光现象，以及在动态重结晶过程中形成的锯齿状石英亚颗粒，反映了塑性变形过程中晶内滑移的存在和动态重结晶作用的发生。同时，切片中普遍可以见到以黄铁矿为内晶、以重结晶的纤维状石英为阴影组成的“压力影”(图版Ⅵ-4)，表明塑性变形过程

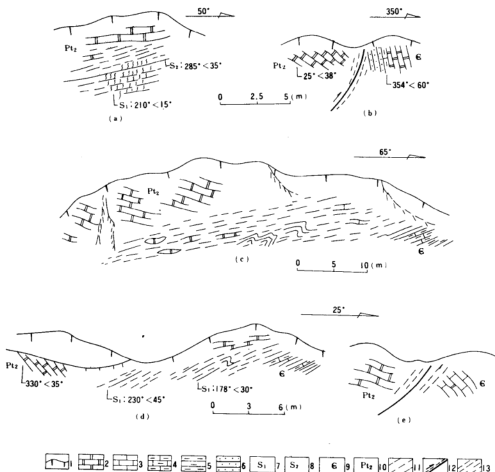


图4-19 周公庙-曹家沟韧性冲断带不同区段剖面图

(a)—周公庙岭背后；(b)—二朗沟；(c)—曹家沟沟口；(d)—曹家沟北东东支沟；(e)—红崖沟。
1—第四系黄土；2—白云岩；3—灰岩；4—泥灰岩；5—页岩；6—砂岩；7—加里东期构造面理；
8—燕山期构造面理；9—寒武系；10—蓟县系；11—折劈；12—韧性冲断带；13—片理

中压溶作用的存在。周公庙钙质糜棱岩的宏观折劈构造(图版Ⅴ-6)以及曹家沟千糜岩中的显微“S-C”组构(图版Ⅵ-2)和显微褶劈(图版Ⅴ-7)均表明了该断层已受晚期断层活动的再改造，具多期活动特征。

依据周公庙-曹家沟断层的上述特征，并综合构造岩中新生的绢云母、绿泥石的发育，石英的动态重结晶作用分析，该断层应是在300℃±的温度环境下形成的，应为韧性逆冲断层带。

周公庙-曹家沟强变形带的确定表明出露于岐山的中元古界蓟县系白云岩块是加里东期逆冲抬升的断块，与周围地质体的接触关系不是正常的沉积接触关系。

(2)加里东构造层弱变形区的构造变形特征

鄂尔多斯盆地西南缘加里东构造变形期形成的三个“弱变形区”的平面展布如图4-16所示。变形区的总体构造变形特征表现为：主体形成与强变形带具有相同构造倒向，但又较其相对宽缓的轴面向南陡倾的不对称背向斜构造和相应的一系列同产状、规模较小的韧性、韧—脆性冲断带，而且在靠近冲断带的附近，受应力变形强度局部集中的影响，形成在空间上与较宽缓的不对称背向斜呈连续递变、转折端较圆滑的南倾北倒的复式倒转褶皱。在强硬岩层与软弱层间互区段，局部可见由薄层泥灰岩和页岩强烈变形而形成的南倾北倒的紧闭倒转褶皱和具指向性的层间褶皱构造，相应地伴生轴面和层间劈理，并以其相对较弱的构造变形以及不产生区域性的透入性面理和变质作用为特点有别于强变形带。

加里东构造层弱变形区主体由厚层灰岩和白云岩组成，其岩性组合总体表现为强硬层特性。这一特性不仅造成弱变形区的变形变质作用明显弱于强变形带，而且使得燕山期的叠加褶皱变形在该区表现相对较弱，以断层的叠加改造为主，尤其是喜马拉雅期的脆性张断作用表现得更为明显(是在靠近渭河地堑附近)。燕山期构造的叠加改造作用在弱变形区主要表现为密集的破劈理和小型脆性冲断构造。剔除喜马拉雅期和燕山期的叠加构造，弱变形区现今的构造变形特征，可以瓦罐岭-乾陵、岐山-涝川和钻天岭弱变形区为主要解剖区段作以下说明。

A. 瓦罐岭-乾陵弱变形区

瓦罐岭-乾陵弱变形区西起横水河，东被渭河地堑北缘正断层所截，北以崛山寺-安头塬冲断带与强变形带相接，南以周公庙-曹家沟冲断带为界，东西长约100km，南北宽约8km，主体由寒武系厚层灰岩和白云岩以及奥陶系厚层灰岩和白云岩夹薄层泥灰岩和页岩组成，其岩性组合总体显示为以厚层白云岩和灰岩为主体的强硬层特性。以下分别以横贯该弱变形区的唐王陵剖面、瓦罐岭剖面、交衔剖面和崛山沟剖面为代表，对其构造变形特征予以描述。

唐王陵剖面(图4-4、I-I′)南段奥陶系灰岩位于瓦罐岭-乾陵弱变形区，它与剖面北段相当于崛山寺-唐王陵强变形带上前寒武系地层呈断层接触。依据该剖面南段奥陶系地层的空间展布规律及其相应的产状变化可确定以下的背向斜构造，由南向北分别为：较宽缓的李家台背斜和李家台北向斜，贾家复式背斜和浇圪瘩复式倒转向斜。这里较宽缓的背向斜构造总体上具有南翼缓(39°±)、北翼陡(60°±)的不对称性，显示出轴面向南陡倾的较宽缓的短轴背向斜构造。同时，由于受崛山寺-安头塬多期活动性断层加里东期自南向北逆冲作用的影响，唐王陵剖面该断层出露位置的南侧形成变形相对强烈的浇圪瘩复式倒转向斜，轴面南倾北倒，其变形特征与武申河-好时河剖面、安头塬断裂以南奥陶系地层形成的宋家坡复式倒转向斜极其相似，它们共同反映弱变形区局部区段受断层活动造成局部应力集中而形成的相对变形较强的褶皱样式。这些局部变形相对较强的复式倒转向斜在空间上与较宽缓的不对称背向斜构造连续递变，表明它们为同构造期变形的产物，整体上反映了加里东期构造变形在瓦罐岭-乾陵弱变形区东段的褶皱变形规律。

交衔剖面(图4-3，Ⅲ-Ⅲ′)南段为相当于岐山-涝川弱变形区的蓟县系厚层白云岩，中段为属于瓦罐岭-乾陵弱变形区的寒武-奥陶系地层，北段是相当于崛山寺-安头塬强变形

带的上前寒武系。南、中、北三段之间现今分别为周公庙-曹家沟逆断层和崛山寺-安头塬逆断层所分割。该剖面由南向北可确定出以下背向斜构造:曹家沟不对称背斜、庙台不对称向斜和岭口复式倒转背斜。曹家沟不对称背斜主体由寒武系厚层白云岩和灰岩组成,南翼缓(190°∠30°±),北翼陡(25°∠70°±),两翼长度比约为2:1,轴面南倾,背斜转折端较圆滑,局部发育破劈理。依据劈理(南翼24°∠70°,北翼195°∠80°)与层理的关系和厚层白云岩-灰岩的宏观变形特征可以判定这一较宽缓的不对称背斜的存在。庙台不对称向斜主体由中奥陶统的厚层灰岩组成,向斜核部局部发育密集的破劈理和为方解石充填的节理,轴面向南陡倾,依据局部层理(北翼170°∠40°、南翼350°∠65°)与劈理(北翼185°∠65°,南翼180°∠75°)的关系和宏观岩层的变形特征可以确定该向斜的存在。岭口复式倒转背斜主要由奥陶系钙质泥岩、泥灰岩和页岩组成,岩性组合相对较弱,且靠近以糜棱岩带为特征的崛山寺-安头塬冲断带在该剖面的出露位置。受该断层加里东期向北逆冲作用的影响,形成相对强烈的褶皱变形,软弱层中发育南倾北倒的紧闭褶皱,并形成具相同构造倒向的密集劈理(198°∠76°),断层带及其附近形成强烈的劈理化带和千糜岩-糜棱岩化带。这一强烈的构造带在交街东邻的石板沟中清晰可见,宏观上表现为强烈的劈理化带。构造岩切片在显微镜下可以见到反映塑性流变特征的"压力影"、石英残斑的波状消光和碎斑拉长现象,矿物碎斑被以绢云母、绿泥石为主的韧性基质所包绕。片状矿物形成变形变质分异条带,显示出较强的韧—脆性变形特征(图版Ⅵ-5、Ⅵ-6)。该劈理化带向北逐渐被燕山期再度活动的、向北倾的崛山寺-安头源冲断带叠加改造,这再次表明区域上的崛山寺-安头塬断裂具多期活动性。石板沟强烈劈理化-糜棱岩化带可能指示该断层加里东期发育的向北逆冲的韧—脆性断层带现今残留的构造形迹。

瓦罐岭剖面(图4-3,Ⅳ-Ⅳ′)以崛山寺-安头塬冲断带在该剖面的出露点为界,北段为相当于强变形带的上前寒武系地层,南段由奥陶系厚层灰岩、泥灰岩和页岩组成,相当于瓦罐岭-乾陵弱变形区。由于崛山寺-安头塬断层加里东期向北的逆冲作用和其南侧以钙质糜棱岩为特征的瓦罐岭加里东期逆冲断层(后述)向北逆冲作用的联合影响,造成两断层所围限的狭窄区段应力局部集中,从而形成变形相对较强的南倾北倒的倒转褶皱。在其南侧发育空间上与其呈渐变过渡关系的较宽缓的子牙岭不对称背向斜构造,轴面向南陡倾。此外,这里奥陶系地层中发育的加里东期褶皱变形在局部区段又被喜马拉雅期的张断作用和燕山期的脆性冲断作用复杂化。

崛山沟剖面(图4-3、Ⅱ-Ⅱ′)北段是相当于崛山寺强变形带的上前寒武系,中段为属于瓦罐岭-乾陵弱变形区的寒武-奥陶系,南段为相应于歧山-涝川弱应变区的蓟县系白云岩。南、北、中三段之间分别以周公庙-曹家沟逆断层和崛山寺逆断层为界。依据该剖面中段寒武-奥陶系地层的空间展布规律和大、中、小型构造的特征及其相互关系可以确定如剖面中所示的一系列轴面向南陡倾的不对称背向斜和相应的冲断构造。从剖面中可以看出,强硬的厚—中厚层灰岩和白云岩形成较宽缓的不对称背向斜构造,软弱的薄层泥灰岩和页岩则形成南倾北倒的紧闭倒转褶皱,层间软弱层则形成具指向性的层间褶皱(图版Ⅵ-7)。在这种总的构造格架下,由于洞沟口北侧以千糜岩和糜棱岩化带为特征的洞沟逆冲断层和崛山寺冲断带向北逆冲作用的影响,夹持于其间的奥陶系泥灰岩和页岩出现相对强烈的构造变形,形成南倾北倒的紧闭褶皱并伴生强烈的劈理化带。

瓦罐岭-乾陵弱变形区上述几条典型地质构造剖面中,构造变形特征表现为轴面向南

陡倾的长轴或短轴的不对称背向斜和自南向北逆冲的冲断构造。同时，由于岩性组合显示的韧性差异以及断层带附近应力集中的影响，在局部区段形成与弱变形区总体褶皱样式呈连续递变的南倾北倒的倒转褶皱，及软弱岩层中的小型紧闭-尖棱褶皱，它们共同反映了瓦罐岭-乾陵弱变形区段加里东期构造变形的特征及其规律性。

B. 岐山-涝川弱变形区

岐山-涝川弱变形区西起岐山县周公庙，东至红崖沟，北以周公庙-曹家沟逆断层与瓦罐岭-乾陵弱变形区相分隔，南被渭河地堑北缘断裂系所截，整体上呈“三角形”块体展布于研究区南部，东西长约12km，南北宽约5km。该弱变形区由中元古界的蓟县系厚层燧石条带白云岩组成，厚度大，属强硬层，且不含软弱的夹层，因此总体的构造变形在弱变形区更为明显。其南侧的大部分已被渭河地堑北缘断裂所截，断没于渭河地堑巨厚的新生代沉积之下，露头区并不显示明显的褶皱变形，而仅表现为向北缓倾的单斜层(340°∠30°±)。加里东期的构造变形在该区最显著的表现是在涝川庙坡附近的蓟县系白云岩内，形成一条宽约30m余、以钙质糜棱岩带为特征的韧性逆冲断层，以及周公庙岭背后东延至曹家沟和红崖沟一线的一条以强烈折劈带和糜棱岩带为特征的韧性逆冲断层带。正是由于该区加里东期发育的一系列断面向南缓倾的韧性冲断作用，才使得中元古界的蓟县系白云岩以冲断席的形式出露于研究区南缘，并与其北侧瓦罐岭-乾陵弱变形区的下古生界地层相接触，显示出加里东构造层中以强硬层为主体的弱变形区的构造面貌。

C. 钻天岭弱变形区

钻天岭弱变形区位于老龙山、钻天岭、铁瓦殿、于车山、嵯峨山近东西向一带，南以张家嘴断层为界与崛山寺-唐王陵强变形带相区分，北止于老龙山断层，东西长约25km，南北宽10km，主体由寒武-奥陶系中厚层灰岩和白云岩组成，具有相对较强硬的岩性组合。在泾河以东的钻天岭、铁瓦殿、于车山一带，寒武-奥陶系地层基本呈向南缓倾的单斜层(190°∠30—40°)，总体具有中间新两边老的规律性，变形相对微弱。从平面地质填图综合分析，它主体构成一个轴面向南陡倾的大型不对称向斜，该向斜的核部是组成钻天岭-铁瓦殿主峰的中上奥陶统，而其南翼则部分地由于自加里东期开始发育而燕山期又继承性活动的沙坡逆断层、顶天寺逆断层和方山逆断层的冲断作用以及喜马拉雅期的张断作用而强烈复杂化，从而造成地层的多次重复。

D. 弱变形区的断层特征

上述弱变形区除其边界为区域规模的大型韧性、韧—脆性断层带分割之外，其内部也发育一系列规模相对较小的同类断层带，典型的有如下几条。

庙坡糜棱岩带　该带出露于岐山县涝川庙坡近东西向一线(图4-2-①)，其西延部分在蒲家沟林场一带与其北侧的周公庙-曹家沟冲断带斜交，向东延至庙坡东侧的太白峡及其以东，全长10km左右。综合断层带本身的特征及其与周围构造的组合关系，并结合区域构造变形特征分析，它是与周公庙-曹家沟这一加里东期韧性冲断带同构造期形成的具有一定深度层次的向北逆冲的韧性冲断带。

该断层在庙坡附近出露良好(图4-20)，断层带宽约30m，由宏观片理化的青灰色钙质糜棱岩组成，与两侧未变形的厚层白云岩相区别。带内可见黑灰色的揉皱条纹及大小不一的透镜状、眼球状及次棱角状的燧石和石英的碎斑，它们均被细密的基质和揉皱条纹所包绕，其中的燧石碎斑内部可以见到与透镜体拉长方向近于正交的脆性张破裂，并已被方解石充

填。断层带内糜棱岩片理发育，其统计产状为190°∠35°±，显示出断面向南缓倾、自南向北的逆冲作用。它与现今呈单斜层向北缓倾的蓟县系白云岩近于正交。其南侧近邻的蓟县系白云岩产状为340°∠42°，其北侧近邻的蓟县系白云岩产状为2°∠36°。

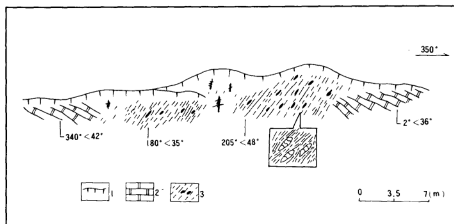


图4-20　庙坡糜棱岩带剖面图

1—第四系黄土；2—蓟县系白云岩；3—钙质糜棱岩带

对采自糜棱岩带内的12块构造岩切片的镜下观察表明，其基质以细粒方解石为主，并可见绿泥石、绢云母片状矿物。细粒方解石为动态重结晶产物，显著定向，与强烈定向的片状矿物共同组成透入性的糜棱岩面理(图版Ⅵ-8)。显示出明显的塑性变形特征。糜棱岩基质含量70%±，残斑含量为30%±。残斑分两类，其一为原岩中的石英岩屑，见于糜棱岩中心强变形区，眼球状，具波状消光和带状消光，偶见变形纹(图版Ⅶ-1)。在边缘弱变形区，则具粒内碎裂变形。另一类是发育在糜棱岩边缘带中的碳酸盐矿物的眼球状、透镜状残斑。另外，糜棱岩带中还可见到以黄铁矿为核晶，以纤维状石英为阴影的"压力影"构造(图版Ⅶ-2)。纤维状石英可分出两个"世代"，显示递进的变形作用。

洞沟千糜岩-糜棱岩带　该带出露于崛山寺南侧洞沟口近东西一线，断层带宽约15m，带内发生强烈的片理化和发育千糜岩，并裹携大小不等的透镜状灰岩残块，片理化带所反映的断层产状为172°∠48°。从崛山沟剖面的构造变形及其组合特征分析，它是弱变形区奥陶系地层在加里东期发育的具韧-脆性变形特征的冲断构造。由于该断层和崛山寺断层加里东期共同向北的冲断作用，造成其间狭窄区段的中奥陶统薄层泥灰岩和页岩发生较为强烈的褶皱变形，形成加里东构造层弱变形区中变形相对强烈的南倾北倒的倒转褶皱。采自该断层带的五块构造岩切片的镜下观察表明，该带是由绢云母绿泥石化的千糜岩带组成的韧性冲断带。糜棱基质含量大于90%，其中绢云母和绿泥石占30—35%，动态重结晶的碳酸盐岩细晶和石英细晶占50%±，其它成分占5%±。这些糜棱基质明显定向，并包绕岩屑、石英、方解石和不透明矿物(黄铁矿)等残斑，显示出塑性流变特征。残斑含量10%±，主要由方解石(3%±)和石英(3%±)组成，碎斑粒径大多小于0.2mm，石英残斑具波状消光现象，并在动态重结晶过程中形成石英细颗粒(图版Ⅶ-3)。方解石残斑发育机械双晶，普遍可见以黄

铁矿为内晶，以纤维状石英为阴影而组成的“压力影构造”(图版Ⅶ-4)。此外，石英残斑粒径相对较小，多呈透镜状或眼球状，偶见棱角状，表现出一定的脆性碎裂现象。这些显微组构和矿物组合特征表明，洞沟逆断层是以千糜岩带为特征的韧性冲断带。

瓦罐岭糜棱岩带　该带位于瓦罐岭主峰南侧近东西一线，断层带宽约10m，带内发育强烈的片理化，片理统计产状为150°∠41°。两侧近邻地层强烈变形，整体显示由南向北的逆冲作用。该断层产出于弱变形区奥陶系地层内部。对采自该断层带的五块构造岩切片的镜下观察表明，基质含量为50%±，其中绿泥石和绢云母占5—10%，动态重结晶形成的方解石细晶占20%±，其它粘土质占20%±，这些糜棱基质呈流线状包绕残碎斑晶，显示出一定的塑性流动构造(图版Ⅶ-5、Ⅶ-6)。残斑主要为方解石(45%±)和石英(5%±)，它们多呈透镜状。镜下可见石英的波状消光和方解石的机械双晶，同时还可以见到方解石残斑的剪裂，显示出相应的剪切滑动方向。这些显微变形组构和变质矿物组合特征反映出该断层为具韧-脆性变形特征的构造变形带，并经历了低绿片岩相的动力变质作用。

弱变形区的上述主要断裂由钙质糜棱岩和千糜岩带组成，均发育绢云母、绿泥石新生矿物。方解石显著塑性变形，形成动态重结晶细颗粒。石英常为残斑，并有动态重结晶细颗粒产生。它们大致形成于相当低绿片岩相环境，温度约为200℃—300℃。

E. 加里东构造层弱变形区的构造组合特征

弱变形区总体上以强硬岩层为主，形成不同规模的较宽缓的不对称背向斜构造，在局部应力变形集中区段形成变形相对较强的倒转褶皱。它们共同具有南倾北倒的构造倒向，而且在空间上呈现出连续递变的关系，反映了加里东构造变形期弱变形区形成的不同样式的褶皱构造。弱变形区局部软弱岩层中不同程度发育的不同类型的劈理则为伴随褶皱作用产生的轴面和层间劈理。断面南倾的一系列向北逆冲的韧性、韧—脆性叠瓦状逆冲断层是与褶皱变形同构造期形成的不同深度层次的冲断构造带。这些密切共生、相互关联的不同构造现象，是加里东期在区域近南北向挤压构造应力场作用下，弱变形区沉积盖层变形的构造组合，整体上反映了弱应变区加里东期构造变形的组合特征。

3. 加里东构造层构造组合的综合特征及其规律

通过对上述不同区段加里东期构造变形特征及其规律的综合研究，我们认为，鄂尔多斯盆地西南缘出露的前二叠系加里东构造层具有独特的结构构造，其基本构造格架是由沉积盖层强烈构造变形组成的近东西向展布的强变形带和弱变形区的相间排列。

以强烈褶皱、冲断带和规模较大的冲断带组成的两类强变形带，决定了研究区的基本构造特点和规律的构造倒向。它们是一系列南倾北倒的紧闭倒转、乃至平卧的不对称褶皱，伴生区域透入性劈理和轻微变质作用，同时发育与褶皱倒向一致的、不同规模的韧性和韧脆性逆冲断层带。

弱变形区的较宽缓褶皱的几何学特征亦具有轴面向南陡倾的不对称性，其间发育的规模较小的逆冲断层带，同样是走向近东西、向南倾斜的韧性和韧脆性冲断带。

区内的韧性、韧脆性冲断带的深度层次总体具有由北向南渐次递增的趋势，表明其与北秦岭带有密切联系。

显然，强变形带和弱变形区的不同类型构造共同组成了研究区的加里东构造带。该带呈近东西向分布，既无结晶基底岩块卷入，又无岩浆侵位，充分显示出以海相陆源碎屑、碳酸盐岩沉积盖层的强烈褶皱、冲断作用为特点，组成由南向北逆冲推挤的褶、断叠置的构造面貌，

具有与世界典型造山带的前陆褶断带相同的结构、构造特征。显然，这是在区域挤压收缩背景下，基底与盖层滑脱，盖层强烈变形的薄皮构造带。该带的确定具有深刻的区域地质意义，不仅成为重新认识鄂尔多斯盆地西南缘构造特征及其性质的重要依据，也为深入探讨与区域构造有关的秦岭造山带同时期的构造特征提供了值得重视的地质信息。

三、鄂尔多斯盆地西南缘地质构造演化过程分析

依据鄂尔多斯盆地西南缘地层组合、沉积相及其形成环境，和主要构造事件的构造组合特征，可重建本区主要地质演化过程。

1. 鄂尔多斯盆地基底是早元古代固结的古老克拉通地块，是华北陆块的重要组成部分。鄂尔多斯盆地西南缘的冯家山水库局部出露的熊耳群变基性火山岩、歧山局部出露的蓟县系巨厚白云岩，均说明了本区南部临近秦岭带的地带，在中元古代初，可能经历过拉张—裂陷向陆缘海的转化过程。晋宁期的非造山隆升，结束了中元古代的海盆沉积。

2. 晚元古—早古生代是本区地质发展过程的重要时期。本区处于鄂尔多斯地块西南缘区域拉张裂陷并向被动陆缘转化阶段，形成近东西向的陆缘裂陷槽地。强烈的断陷作用，造成本区发育昭陵组巨厚的以重力流为特征的多谷道陆源碎屑海下扇沉积，并逐步发展为早古生代巨厚海相碎屑、碳酸盐沉积体系，其中，中奥陶统发育深水碳酸盐沉积，夹有火山碎屑沉积。早古生代发展成为不同于鄂尔多斯（华北）陆表海，而又与秦岭古洋盆密切相关的陆缘海盆。

3. 早古生代鄂尔多斯盆地广大区域为陆表海，其西南缘及渭河地堑基底向东延入小秦岭区为陆缘海的古地理格局，于中奥陶世末发生重大变革。该时期鄂尔多斯（华北）地块大面积非造山隆升，海水自北向南、西南退缩，仅在鄂尔多斯盆地西缘、西南缘地区沉积上奥陶统。起始于早志留世的加里东运动，使位于鄂尔多斯（华北）地块西南缘的本区造山隆升，形成加里东构造带，并使本区长期隆升延续至海西期，缺失志留纪、泥盆纪和石炭纪地层，结束了鄂尔多斯广大地区长期稳定的海相沉积历史。

本区强变形带和弱变形区平行并置，组成加里东构造带，是一个具有以沉积盖层的强烈构造变形为特征的前陆褶断带的典型构造组合。其褶皱的显著不对称和轴面南倾北倒、断层向北逆冲的统一构造倒向充分表明，该构造带是在区域近南北向挤压收缩作用下，沉积盖层和结晶基底滑脱拆离、自南而北推覆的薄皮构造带。带内褶皱以弯滑作用为主，兼有弯流作用，并在软弱层中发育透入性劈理；断层带由千糜岩和钙质糜棱岩组成，具韧性、韧—脆性特征，显示为地壳浅构造层产物（相当于M. Mattauer，1980，理想构造层次的中、上构造层次）。该构造带不是孤立的、局部的构造现象，它具有特殊的区域背景，无疑与其南隔渭河地堑相邻的北秦岭构造带的形成有密切的成因联系。显然，渭河地堑北侧的上述加里东前陆薄皮构造带，由于晚古生代以后沉积物的覆盖和渭河地堑的断落，现今只是残露片段。由区域早古生代和晚古生代地层接触关系推断，该构造带的北界大致在泾川-富平北西西一线，南部已断落于渭河地堑之下。由此分析渭河地堑南侧的北秦岭前石炭系复杂变形变质岩系中的加里东期构造带，当属与鄂尔多斯盆地西南缘的加里东前陆薄皮构造带相应的山根厚皮构造带（周鼎武，1992，详见后述）。

4. 晚古生代早期本区仍处于隆起剥蚀状态，二叠纪接受陆相碎屑含煤沉积，印支期非造

山隆升，其后又接受陆相河湖沉积。于白垩纪遭受燕山运动的强烈构造变形改造，形成鄂尔多斯盆地西南缘地区以草碧-老龙山-圣人桥脆性逆冲断层带为前锋带的逆冲岩席。岩席亦具近东西向分布，其间发育一系列同产状的逆冲断层和反冲的交衔-安头源逆冲断层，造成上前寒武系的抬升出露。冲断带间的晚古生代、中生代地层组成的宽缓褶皱，具有由北而南愈趋紧闭的特征。燕山期构造对下伏构造层的叠加改造主要以断层作用为特征，导致早期断层的多期活动。该期构造显示出地壳表层的构造组合。

值得一提的是，鄂尔多斯盆地西南缘海西期和印支期均表现出非造山隆升，并具有区域性，这一特征对于认识秦岭造山带同时期的构造演化有重要意义。

5. 在上述基底构造背景上，喜马拉雅期区域拉张断陷，渭河地堑逐步形成并堆积了巨厚的新生界，铸成现今多期多层次挤压和断陷共置的综合地质、地理面貌。

第五章　鄂尔多斯盆地西南缘与邻区地质构造演化探讨

鄂尔多斯盆地西南缘处于紧邻秦岭带的特殊构造位置。前述对本区地层组成、沉积环境以及构造变形特征的深入研究表明，研究区虽范围有限，但却包含着外延性极强的地质信息，其建造和改造均可与西邻的陇县、东邻的陕西小秦岭乃至豫西和南邻的秦岭区作纵、横向的对比，因而是研究稳定地块（华北陆块）和活动构造带（秦岭带）关系的良好场所（图5-1）。因此我们应该从区域关系背景上探讨本区的地质构造演化。

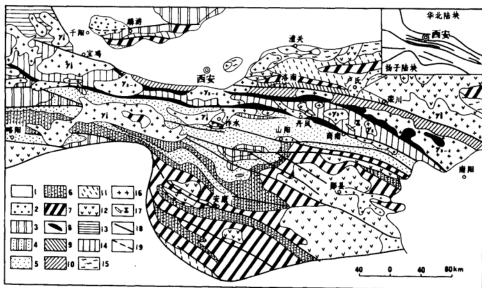


图5-1　鄂尔多斯盆地西南缘及邻区地质略图

1—第四系；2—白垩—第三系；3—二叠—三叠系；4—石炭系；5—泥盆系；6—志留系；
7—寒武—奥陶系；8—上元古—下古生界沉积-火山岩带；9—上元古界陶湾群；10—中元古界宽坪群；
11—中—上元古界沉积岩系；12—中—上元古界沉积-火山岩系；13—中元古界陇山群；
14—下元古界秦岭杂岩系；15—太古界太华群；16—花岗岩；
17—松树沟蛇绿岩片；18—断层；19—推测断层

一、研究区域地质构造演化的思路和方法

区域地质构造演化分析是建立在地壳运动是控制海陆分布、沉积环境变迁、岩相分带以

及构造变形、岩浆 活动和变质作用的主导因素这一基本原则基础上的。板块构造理论及其新的发展已为这一基本原则注入了全新的思维方法。因此,我们将以板块构造理论,尤其是80年代以来板块理论在大陆地质中的应用所取得的新的进展为指导思想,以此原则为基础,将鄂尔多斯盆地西南缘的地质构造特征,与秦岭造山带不同地质时期的形成发展相联系,从时、空四维角度进行综合的、动态的分析探讨。

区域地质的发展过程是形成、破坏、又形成的反复演变过程。现今的地质构造面貌只是长期复杂历史演化的综合结果,活动的构造带尤其如此。囿于研究地域限制,地质记录残缺不全,因此,要正确地反演地质过程,必须依据现今残留客观地质体所提供的各种地质信息,进行综合分析和合理的外延和理性的推断,由残留的恢复消失的,由局部的推断区域的。因此多学科综合研究,是探讨区域地质构造演化的行之有效的研究方法。这就是以构造为主线,结合地层岩石组合、建造特征、形成环境、变形变质和岩浆作用以及同位素年龄、地球化学资料进行综合分析,以便比较客观地恢复区域地质构造演化过程。

区域地质发展过程既存在时间演化的非均变性,又存在空间形成的非均一性。同一地区不同时期具有不同的构造体制和不同的构造格局,不同地区地质体的构造特征既具有相似性,亦存在地域的特殊性。因此,"比较构造学"依然有生命力,但不能成为教条。自然,现今的构造单元及其界线,也就不是一成不变的了。

鉴于此,我们将以鄂尔多斯盆地西南缘的实际地质资料为基础,结合相邻地区,尤其是秦岭地区的地质特征,对区域地质构造演化作综合的分析探讨。

二、鄂尔多斯盆地西南缘与邻区地质构造演化

鄂尔多斯盆地西南缘与邻区地层组成、古构造环境及构造事件见表4-1。可将本区及邻区的地质构造演化划分为如下具不同构造背景和不同方式的造运动、并发育相应构造特征的形成演化阶段。

(一)元古宙裂谷和被动陆缘的形成、发展及其不同方式的构造作用

区域元古宙裂谷的形成并向被动陆缘的转化发展过程就是晚太古宙古老统一克拉通结晶地块的初始裂解、反复开合的长期、多旋回演化过程。

1. 早元古宙初始裂解及结晶基底的形成

鄂尔多斯盆地西南缘基底属华北陆块基底组成部分,结晶基底固结于早元古宙末的吕梁期。研究区虽无前中元古宙结晶基底岩系出露,但仍可借助于鄂尔多斯地块周缘露头、地块内部钻井提供的基底岩系和区域地球物理场特征综合分析基底的结构和构造特征。

区域磁场、重力场特征是区域地壳结构构造特征的综合反映,它们不仅可客观反映基底构造岩相带面貌,亦可揭示盖层构造特征。本区区域磁场和重力场特征整体具良好的对应性(图5-2、5-3)。按其特征将区域划分为三大基本构造单元,它们是大致沿中宁—固原—陇县—三门峡以北(图5-2)由不显著的宽缓东西向异常叠置北东向异常带组成的华北(鄂尔多斯)陆块,中宁—海原由近南北向异常带所反映的鄂尔多斯盆地西缘的贺兰-六盘构造带以及天水—西安由东西向异常带组成的祁连-秦岭构造带。三者间均明显由不同磁异常带和重力梯度带所反映的区域性断裂相分隔。值得指出的是,在此特征背景上,鄂尔多斯盆地西南缘重、磁场特征显示了明显差异,即鄂尔多斯盆地西南缘内侧尚有一显著的线状重力梯

度带(图5-3),该带并未显示出磁异常特征,显然它可能并不反映基底结构面貌,而只是沉积盖层褶皱断裂带的客观表象,说明就沉积盖层的构造变形而言,活动带与稳定地块应以该重力梯度带来划分。这一点是我们在考虑区域构造分析中应该注意的。

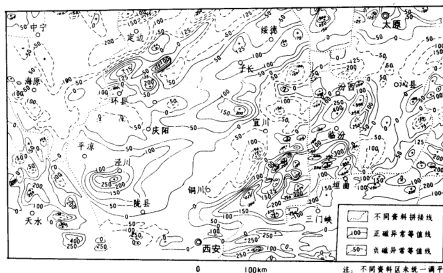


图5-2 鄂尔多斯盆地南部航空磁测ΔT_A平面图

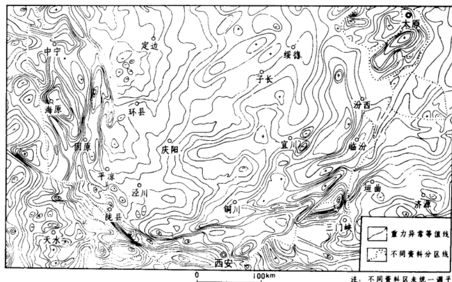


图5-3 鄂尔多斯盆地南部布格重力异常(据赵重远,1988)

华北陆块范围内（图区主体为鄂尔多斯盆地），平缓的东西向正、负异常与晚太古宙地质体分布相一致，它们是以登封杂岩、太华杂岩、涞水杂岩、集宁杂岩、阜平杂岩等为代表的，由花岗-绿岩区和高级片麻岩区共同组成的中深变质、强烈岩浆活动和混合岩化的复杂变质杂岩系。突出的北东向异常带则与早元古宙构造岩相带的分布相吻合。露头区的出露地层主要有五台山地区的五台群、滹沱群，中条山地区的绛县群、中条群，河南嵩山、箕山地区的安沟群和嵩山群等。五台群、绛县群和安沟群是具有相似原岩建造的沉积-火山岩系，并经历了绿片岩相变质作用，代表了区域早元古代早期的物质组成。

河南中部箕山安沟地区的大比例尺构造填图和对安沟群的地球化学特征研究表明（张国伟、周鼎武、郭安林，1985），安沟群火山岩主要由镁铁质-长英质喷发岩及凝灰岩组成，缺乏安山岩，具有显著的双峰式火山组成（图5-4），与现代典型拉张环境的地球化学特征完全相似（图5-5），应属拉张裂谷环境产物。

滹沱群、中条群和嵩山群则代表了早元古代晚期以陆源碎屑、碳酸岩沉积为特征的原岩建造。表明华北陆块内早元古代早期为陆内初始裂谷槽地，晚期已转化为陆内坳陷槽地（马杏垣，1979；张国伟，1988）。

同时期秦岭造山带亦发育相应的早元古代地质体，它们是现今北秦岭带内的秦岭杂岩的主体部分。根据北秦岭近年来的深入研究，北秦岭中呈近东西向巨大透镜状断续延伸达千公里的秦岭杂岩，主体是早元古代的变质火山-沉积岩系（张国伟、周鼎武，1990；游振东等，1990；安三元等，1990）。它下部以含榴黑云斜长片麻岩、石榴矽线石墨片麻岩和黑云斜长片麻岩为主，夹斜长角闪片岩、黑云斜长变粒岩和石墨大理岩；上部主要为 绿帘阳起斜长角闪片岩、斜长角闪片岩和黑云斜长变粒岩。其中的火山岩是基性火山岩（斜长角闪岩）和酸性火山岩（云斜片麻岩）。基性火山岩微量元素MORB标准谱式与世界典型地区的轻稀土富集型的大陆拉斑玄武岩相似（图5-6），为大陆裂谷产物。秦岭杂岩中的变沉积岩系则是以杂砂岩为主的 陆源碎屑类复理石建造。

综合华北陆块和秦岭带早元古宙地质体的上述组成及空间分布特征，可大致推断初始裂解的基本面貌。即晚太古宙末，华北陆块基底已构成了具相当规模的统一古老克拉通地块，并已逐步刚性化。在此基础上，于早元古代特殊的深部构造背景下，该克拉通地块开始裂解，内部产生北东向裂陷带，南部则发育古秦岭初始裂谷系（图5-7），并于早元古代末经历吕梁-中岳两期构造-热事件，最后以内硅铝造山作用方式封闭，使裂解的克拉通地块焊结为华北统一的结晶基底陆块。就华北陆块整体而言，早元古代末结束了其强烈的基底活动期，而进入了相对稳定的沉积盖层的发展时期。

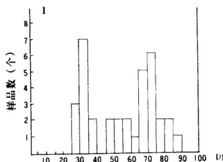
2. 中元古宙华北陆块南部裂谷-被动陆缘的形成

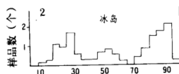
中元古宙沉积建造是华北陆块南部在古老结晶基底上发育的第一套盖层沉积。它们虽在鄂尔多斯盆地西南缘出露有限，但其岩石组合特征不仅为本区研究提供了物质基础，也为区域对比进而探讨区域构造环境提供了依据。

鄂尔多斯盆地西南缘发育长城期的沉积-火山建造和蓟县、青白口期的沉积建造，代表了由裂谷环境向被动陆缘海转化的物质组成。

（1）中元古宙早期华北陆块南部的裂谷沉积-火山岩系

研究区西端的宝鸡冯家山水库南河道近200m 的断续露头中可见一套绿片岩。露头岩性较单一，为灰绿色—深绿色块状、片状绿帘阳起片岩，其间无其它岩类夹层，明显区别于区





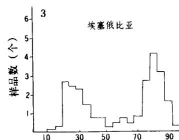
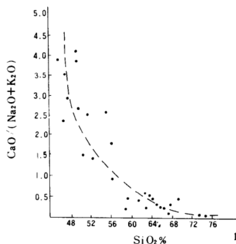


图5-4 安沟群双峰式组合火山岩化学分析直方图对比（据张国伟等，1988）

1—安沟群；2—冰岛；3—埃塞俄比亚



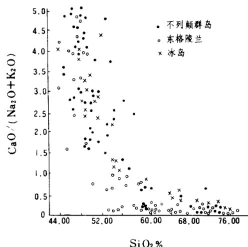


图5-5 安沟群与典型张裂性岩套 $CaO/K_2O+Na_2O-SiO_2$ 变异图对比（据张国伟等，1988）

1—安沟群；2—典型张裂性岩套

内的沉积岩，应为变质基性火山岩。它与其北侧的青白口系南曹德组的薄层大理岩和千枚岩呈断层接触（图5-8）。

镜下观察表明，该套绿片岩主要由阳起石（50%±）、石英（42%）和绿帘石组成。阳起石为柱状晶体，呈淡绿色，具弱多色性，最高干涉色为一级橙，$C \wedge N_g \approx 12° — 20°$。石英和绿帘石均为柱状，共同组成粒状、柱状变晶结构。薄片中阳起石具明显的定向性，岩石具片状构造。

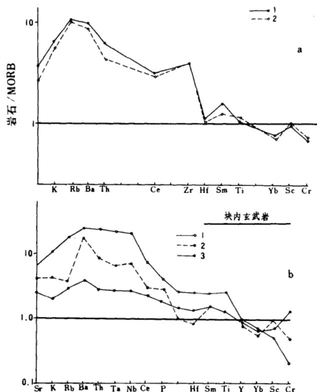


图5-6　秦岭杂岩下岩层段基性岩微量元素MORB标准化谱式及与典型地区的对比(据Pearce,1982)

a—秦岭杂岩:1—变基性岩墙;2—4个斜长角闪岩平均值谱式。b—板内玄武岩:1—亚速尔(碱性岩);2—Gregory Rift(过渡性岩石);3—夏威夷(TH)

未保留原岩的结构构造特征。其矿物组成和构造特征均说明,它是变质达绿片岩相的变质岩系。

由于冯家山水库南相当于我们所称之为青白口系南曹德组的浅变质沉积岩系,原被划归熊耳群(西北地区区域地层表,1983),并未提及该套绿片岩,因此,为确定该岩系时代,野外采样精选出六个样品,由地质矿产部北京地质研究所测试中心作了Sm-Nd同位素年龄分析。因露头有限,岩性单一,六个样品在等时图上集中在一起,但模式年龄相当一致(表5-1),$t_{DM}=1672\pm81(2\sigma)$Ma。对此数据的可靠性及意义通过与测试中心有关研究人员讨论,认为该年龄数据可作为岩石形成年龄。鉴于上述,我们认为该套变基性火山岩的形成时代应属中元古代,可与本区东延同样位于华北地块南缘的小秦岭和豫西地区的中元古代熊耳群火山岩相对比(1675—1439±35Ma,乔秀夫,1985;1860—1400Ma,孙大中,1989;1700—1600Ma,黄萱,1990),说明与熊耳群类似的火山岩应西延于宝鸡一线。由区域中熊耳群出露及未出露区的磁场、重力场特征(图5-2、5-3),即潼关、临汾、垣曲一线异常值强度高、无规律,可推断熊耳群在区域上具特殊的分布面貌。它大致分布在西起宝鸡冯家山水库南,向东

过西安经坝源、洛宁、鲁山、舞阳呈北东向分支插入华北陆块，明显呈三支辐射状(图5-9)，其分布受断裂控制，周边为古老的变质结晶基底岩系。

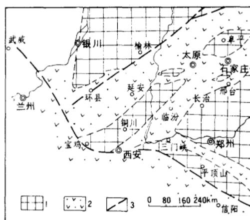


图5-7 华北克拉通地块早元古宙的初始裂解(据马杏垣等，稍有改动)

1—晚元古宙地块；2—早元古宙火山-沉积岩系；3—断层

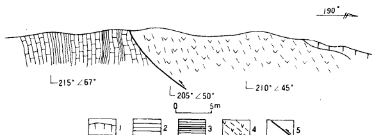


图5-8 宝鸡冯家山水库南基性火山岩与南曹德组接触关系

1—第四系；2—大理岩；3—千枚岩；4—变基性火山岩；5—断层

冯家山水库南侧的变基性火山岩地球化学测试数据见表5-2、5-3。在Na_2O+K_2O对SiO_2图解上(Miyashiro A. 1978)，它处于非碱性岩区(图5-10)，与在米德尔莫斯特火山岩分类图解(Middlmost E. A. K. 1980)中的投影相类似，属非碱性玄武岩(图5-11)。

另外，冯家山水库南侧的变基性火山岩具如下地球化学特征(表5-4)：

①其REE配分型式属LREE富集型(图5-12)，$(La/Yb)_N=1.43—1.66$，与大陆拉斑玄武岩的稀土配分型式相似。火山岩$^{143}Na/^{144}Nd$平均为0.512835，与球粒陨石均一比值(0.51264)相近，且ε_{Nd}平均值为3.78，推测岩石源于亏损地幔源。

②La/Sm比值比较稳定，为1.8—2.15，说明该套火山岩属同源岩浆分离结晶作用产物，因而其稀土配分型式主要反映了原始岩浆或源区的性质。

③从Yb含量和TiO_2含量估测其部分熔融程度F小于10%，应为张性环境产物。

表5-1　Sm-Nd 年龄结果报告表

样品号	样品名称	$Sm(10^{-6})$	$Nd(10^{-6})$	$\frac{^{147}Sm}{^{144}Sm}$	$\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\pm 2\sigma$	t_{DM}(Ma)	ε_{Nd}
F−0	变基性岩	2.624	8.7018	0.1824	0.512821±19	1599	3.5
F−2−1	变基性岩	3.251	10.679	0.1842	0.512836±14	1619	3.8
F−3−2	变基性岩	3.348	10.849	0.1867	0.512848±16	1701	4.1
F−4−2	变基性岩	3.730	12.148	0.1857	0.512831±16	1732	3.7
F−6−1	变基性岩	3.742	12.229	0.1851	0.512857±16	1559	4.2
					平均：1672±81(2σ)Ma		

采用常数 $\lambda^{147}Sm=6.54\times10^{-12}a^{-1}$　　（地矿部测试中心）

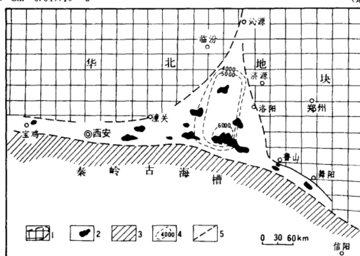


图5-9　熊耳期沉积-火山岩露头及其分布（据孙枢等1982年资料改绘）

1—基底岩块；2—熊耳群分布区及露头；3—秦岭古海槽；4—熊耳群等厚线；5—推测断层

表5-2　冯家山水库南变基性火山岩常量元素分析(%)

编号＼元素	SiO_2	Al_2O_3	TFe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	TiO_2	P_2O_5	K_2O	Na_2O	H_2O^+	H_2O^-
C−26	49.08	13.55	13.89	8.35	8.05	6.14	0.16	1.91	0.25	0.67	2.38	2.45	0.36
C−27	47.91	12.74	12.29	7.51	13.26	4.97	0.17	1.90	0.15	0.11	1.98	1.65	0.13
C−28	48.14	14.17	15.10	9.24	8.97	6.03	0.20	1.92	0.26	0.24	1.70	2.75	0.22
C−29	49.18	13.77	14.65	9.74	8.43	6.20	0.20	2.01	0.19	0.33	1.99	2.69	0.16
C−30	51.51	10.46	11.14	6.89	9.76	5.50	0.15	1.40	0.14	0.20	1.01	3.48	0.40

（核工业部二〇三研究所分析）

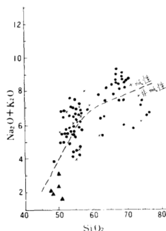


图5-10　冯家山水库南变基性火山岩 Na_2O+K_2O 对 SiO_2 图解及区域对比

（碱性岩和非碱性岩投影区界线引自都城秋穗）

·—为豫西熊耳群；×—坝源、洛源一带的熊耳群；▲—冯家山水库南基性火山岩

（除▲外，其余资料均引自孙枢等，1981）

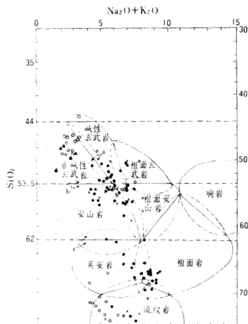


图5-11　米德尔莫斯特火山岩简单分类图及区域对比

a—过渡玄武岩；b—玄武安山岩；c—安山英安岩；

○—东秦岭宽坪群，其余图例同图5-10

（除▲外，其余资料均引自孙枢等，1981）

表5-3　冯家山水库南变基性火山岩稀土元素含量（10^{-6}）

编号＼元素	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	ΣREE	$(La/Yb)_N$	La/Sm
C－26	8.32	20.6	14.0	4.20	1.53	0.985	3.38	0.483	53.50	1.65	1.98
C－27	7.36	14.9	11.2	3.12	1.29	0.803	3.12	0.483	42.58	1.59	2.15
C－28	7.23	16.6	13.7	3.80	1.39	0.937	2.92	0.397	46.97	1.66	1.90
C－29	7.20	17.2	12.2	3.97	1.19	0.901	3.38	0.520	46.86	1.43	1.81
C－30	6.09	14.7	10.2	3.23	1.16	0.793	2.88	0.405	39.46	1.42	1.85

中国科学院高能物理研究所采用中子活化法测试）

表5-4　冯家山水库南变基性火山

元素 编号	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	U	As	Sb	Na	K
C－26	8.32	20.6	14.0	4.20	1.53	0.985	3.38	0.483	(1.00)	1.03	0.625	25500	5690
C－27	7.36	14.9	11.2	3.42	1.29	0.803	3.12	0.483	(0.891)	1.11	0.393	19800	(1610)
C－28	7.23	16.6	13.7	3.80	1.39	0.937	2.92	0.397	1.42	1.04	3.38	16900	(1520)
C－29	7.20	17.2	12.2	3.97	1.49	0.901	3.38	0.520	1.22	(0.693)	1.60	21600	(1800)
C－30	6.09	14.7	10.2	3.23	1.16	0.793	2.88	0.405	(0.721)	1.97	0.194	10300	(1170)

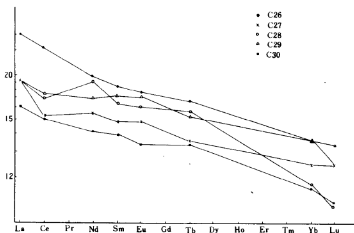


图5-12　冯家山水库南变基性火山岩REE配分型式

④在Ba-MgO图解中，随MgO增大，Ba含量减少(图5-13a)；而在Cr-MgO图解中，随MgO增大，Cr亦增大(图5-13b)。反映出各自具有线性或相关变化趋势，说明岩浆混染

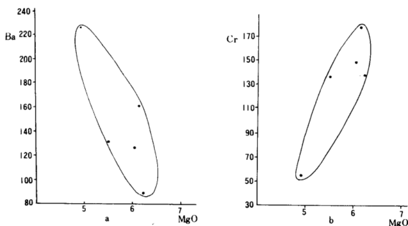


图5-13　冯家山水库南变其性火山岩Ba-MgO(a)和Cr-MgO(b)图解

岩稀土、微量元素、微量元素分析(含量$\times 10^{-6}$)

编号＼元素	Ba	Rb	Se	Th	Cr	Hf	Sr	Zr	Cs	Ni	Sc	Ta	Co
C－26	160	26.3	1.37	5.55	177	3.13	(237)	218	1.98	(1900)	42.2	(0.241)	43.0
C－27	225	18.5	0.332	0.995	54.4	2.65	(224)	(1130)	1.10	(1810)	39.4	0.528	39.7
C－28	125	(29.6)	0.36	5.21	148	3.13	(252)	312	(0.709)	(1910)	43.5	0.613	52.6
C－29	(82.8)	(28.2)	1.346	4.81	139	2.87	288	403	(0.696)	(1870)	42.6	(0.236)	47.3
C－30	130	(27.2)	0.254	3.92	137	2.41	(204)	222	(0.623)	(1670)	32.7	0.412	41.7

(中科院高能物理所测试中心分析)

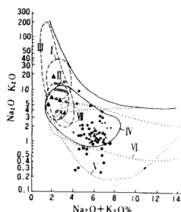


图5－14　Na_2O/K_2O 对 Na_2O+K_2O 图解及区域对比(各种界线引自都城秋穗)

Ⅰ—深海拉斑玄武岩；Ⅱ—夏威夷拉斑玄武岩；Ⅲ—冰岛拉斑玄武岩；Ⅳ—岛弧火山岩；Ⅴ—东亚碱性玄武岩；Ⅵ—大西洋碱性玄武岩(冰岛除外)；Ⅶ—冰岛碱性玄武岩；Ⅷ—为新鲜火山岩 Na_2O/K_2O 值上限；·—东秦岭宽坪群；其它图例同图5－11；(除▲外，资料均引自孙枢等1981)

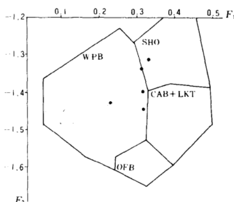


图5－15　不同构造位置玄武岩岩浆类型 F_1-F_2 图解(据J. A. 皮尔斯，1976)

OFB—洋底玄武岩；LKT—岛弧低钾拉斑玄武岩；CAB—钙碱性玄武岩；SHO—橄榄粗安岩；WPB—板内玄武岩

作用比较弱，而相对封闭体系的分离结晶更为重要。

为了进一步确定冯家山水库南变基性火山岩形成时的古构造环境，将其投影在 Na_2O/K_2O 对 Na_2O+K_2O 图解上。它基本落在冰岛拉斑玄武区(图5－14)。而在J. A. 皮尔斯的不同构造位置玄武岩岩浆类型的 F_1-F_2 图解上，主要落于板内玄武岩(WPB)范围(图5－15)。

据上所述，冯家山水库南的变基性火山岩，属非碱性玄武岩，*REE* 配分型式及不同类型图解总体显示为板内拉张环境产物，因此它很可能是初始的大陆裂谷向狭长海槽演化过

程中的拉斑玄武岩。因为裂谷的大规模岩浆活动主要是以溢流玄武岩为主，在早期初始裂谷中，溢流玄武岩的主体是偏碱性火山岩系，进一步发展的火山活动主要产物是拉斑玄武岩(Coudie K.C.，1976；Miyashiro A.，1978)。

为了同熊耳群沉积-火山岩系作区域对比，进而探讨它们形成的可能古构造环境，我们综合孙枢等(1981)提供的资料和近年来有关学者的研究成果进行了研究分析。

小秦岭和豫西地区的熊耳群总体为一套由中酸性喷发岩为主，并发育中基性熔岩，夹有多层火山碎屑 岩层和沉积夹层的沉积-火山岩系。其火山岩的岩石组合和地球化学总体显示双峰式特征，为大陆裂谷环境产物(孙枢，1981；乔秀夫，1985；张国伟、周鼎武，1988；夏林昕，1990；杨忆，1990)。冯家山水库南侧变基性火山岩与之相对比，其岩石组合和地球化学特征虽有一定差异(图5-10、5-11、5-14)，但均显示大陆裂谷环境特征。它们可能代表了裂谷发育过程中不同阶段的产物。小秦岭和豫西的熊耳群，主体为初始裂谷产物，以碱性火山岩占优势，其中的非碱性玄武岩，与冯家山水库南侧的变基性岩同属裂谷拉斑玄武岩，是裂谷进一步发展的火山岩系列。因此，综合区域范围熊耳期火山岩的分布及地球化学特征分析，中元古宙早期，研究区及其相邻的陕、晋、豫和秦岭地区处于大陆裂谷发展时期，该区发育陆内的三叉裂谷系，并以富钾的偏碱性早期裂谷火山岩为主要特征。西延的冯家山地区应为该裂谷系的西支，并因近秦岭而具有向海槽演化的趋势，同时发育拉斑玄武岩系列。

鄂尔多斯盆地西南缘地区的基性火山岩系因出露有限，仅见其与青白口系南曹德组以逆冲断层相接触，但东部小秦岭的洛源-坝源地区和豫西地区的熊耳群与上覆地层间主体为平行不整合，局部为角度不整合(陕西省区域地质志，1989；河南省区域地质志，1989)，说明熊耳群沉积之后，可能经受了一期构造活动的改造，但该期构造属何性质，除华北陆块南缘有上述信息外尚无可靠资料可供判断。然而，可以北秦岭和南秦岭带、甚至扬子陆块北缘前晋宁期广泛发育不同类型沉积-火山岩系推断，这一时期，秦岭区未发生整体的造山作用，而很可能是在华北陆块南缘以裂解断块的地体拼接作用造成熊耳群沉积之后的构造抬升，秦岭区的更广大范围，正处于裂谷-洋盆发展阶段。这一点亦可由上覆地层的沉积建造及其沉积环境分析得以证实。

(2)中元古宙晚期华北陆块南部的被动陆缘沉积体系

华北陆块南缘(包括鄂尔多斯盆地西南缘)熊耳群之上广泛发育了一套陆源碎屑-碳酸盐岩建造。在本区虽仅在岐山地区局部出露蓟县系，但其巨大的沉积厚度(700m±)以及均为稳定的厚层含藻白云岩，表明它应具有广泛的沉积区域。另外，研究区虽未见小秦岭的高山河群，但石泉河剖面和唐王陵剖面昭陵组砾岩中发育紫红色、灰白色的石英岩砾，其岩石类型与高山河群的石英岩极为类似，推断该砾岩应有不很远的相应物源区，本区应有高山河群的相应沉积。研究区发育青白口系南曹德组、庄河沟组和皇坪组以千枚岩、薄层大理岩、页岩、白云岩为组合特征的沉积建造，且呈稳定的东西带状分布，说明青白口期本区亦有广泛的区域沉积。根据上述我们认为，本区虽局部出露蓟县系，由砾岩推断有长城系高山河群，并有青白口系存在，期间有些虽无直接接触，但在本区西邻的陇县地区，尤其是向东与隔渭河地堑相对应的小秦岭区，蓟县系和青白口系则发育完整，沉积序列、地层关系清楚。它们由高山河组的以石英岩为主的陆源碎屑建造逐渐向石庄组、龙家园组、巡检司组、杜关组、冯家湾组发展为以白云岩、白云质灰岩为主、富含生物的碳酸盐岩建造，并进一步发展为大庄组的碳质泥岩沉积，与小秦岭向东经河南豫西一直可延至淮南地区的同时代同类型沉积，组成仅

分布于华北陆块南缘、平行秦岭海槽、近东西向带状分布的巨厚沉积岩带(图5-16)。该沉积岩相带碎屑岩成熟度较高，普遍发育生物化石和不同类型的沉积构造，与富含化石的碳酸盐岩共同组成了厚度巨大，以滨海、浅海相为主，逐步向南加深的稳定沉积岩相带，总体显示向南(向秦岭海槽)为开阔海-洋域，具类似被动陆缘特征的陆缘海沉积。

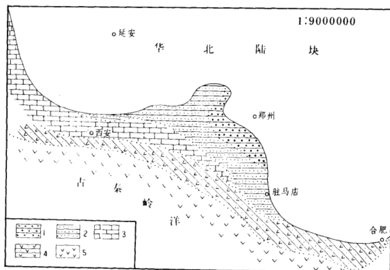


图5-16 华北陆块南缘中元古代岩相古地理(据王鸿祯等1985年资料改绘)
1—河流及滨海砂、砾岩组合；2—滨海河口三角洲席状砂组合；3—浅海碳酸盐组合；
4—深浅海碎屑、碳酸盐岩、火山岩组合；5—深海火山岩组合

(3)中元古宙秦岭古裂谷-洋盆的发育

与华北陆块南缘的上述岩相带相对应，大致同时期秦岭带中则广泛发育近东西向带状延伸的沉积-火山岩相带，并均遭受复杂变形变质改造，成为东秦岭区域地质的一大特色。它们的代表地质体是北秦岭带中的宽坪群和松树沟构造岩片，南秦岭带中的郧西群、耀河群、碧口群、武当群等。

宽坪群西起天水县的东沟，向东经陕西的眉县、户县，沿铁炉子、黑沟过河南栾川至方城维摩寺没入南阳盆地，呈近东西向狭长带状分布。其岩石组合为绿片岩-斜长角闪岩类、云母石英片岩-片麻岩类及不纯大理岩类以及少量浅粒岩、变粒岩、变质超镁铁质岩和石英岩等(张维吉等，1988；张寿广等，1991)。它们现今呈复杂的岩片叠置关系，是经历了晋宁期、晚加里东—早海西期及印支—燕山期的多期复杂变形变质作用改造的变质杂岩系，其形成时代应为14—10亿年(张寿广等，1991)。

宽坪群中的绿片岩-斜长角闪岩的原岩主体属深海拉斑玄武岩(图5-11、5-14)，部分变粒岩、浅粒岩的原岩属流纹岩(图5-11)。

据张寿广等研究(1991)，宽坪群中具大洋拉斑玄武岩地球化学特征的绿片岩、斜长角闪岩形成于亏损地幔源区；少量的浅粒-变粒岩的原岩为酸性火山岩或凝灰岩；云英片岩-片麻岩的原岩则为变泥砂质岩，系类复理石的陆源碎屑岩；不纯大理岩分两类，原岩为泥质碳

酸盐岩者可能为水动力较弱的台地边缘潮坪带或潮下带-半封闭盆地环境的产物，原岩为硅质碳酸盐岩者中见有叠层石产出，形成于浅海环境。上述不同岩类、不同形成环境地质体以不同构造关系复杂叠置，充分表明宽坪群现今的岩石组合，实质是早期裂谷发展为有限洋盆和广阔海盆、消减闭合并经构造改造的残留的复杂构造组合地质体。

松树沟构造岩片主体发育于陕西商南松树沟一带（张国伟、周鼎武，1988、1991），向西在户县涝峪地区亦有出露。该岩片以发育超基性岩为突出特征。已查明的超基性岩体大小250多个，呈无根的透镜体，长轴为北西西向，平行区域构造线。它们主要由纯橄榄岩、次为斜辉辉橄岩和橄榄透辉岩组成。围岩主要以斜长角闪岩为主，次为石榴斜长角闪岩。超基性岩及其斜长角闪质围岩均经历了不同时期、不同深度层次复杂变形变质作用的改造。现今的主期透入性构造面貌表明，它们曾经历了固态流变作用和角闪岩相变质作用，不能与浅变质、未变质蛇绿岩进行一般类比。

现今的松树沟岩片是处于造山带活动环境、紧邻商丹断裂带、经历强烈再造的复杂地质体。超基性岩体以强变形的细粒纯橄榄糜棱岩为主体，包裹弱变形的透镜状中粗粒纯橄岩，弱变形块体中保留有堆晶结构。微量元素及锶-氧同位素特征表明为地幔部分熔融、岩浆分异结晶、壳幔物质混染产物（张泽军，1993），并经历了地幔流变和地壳构造环境下的固态流变过程。

超基性岩的斜长角闪质围岩实质上包含了变质的拉斑玄武岩和辉长岩。高长林（1990）认为其地球化学特征属大洋拉斑玄武岩，张泽军（1991）认为属洋岛玄武岩，李曙光（1991）则认为围岩中的石榴斜长角闪岩的$\varepsilon_{Nd}(T)=+6.9\pm0.9$，$\varepsilon_{Sr}(T)=+16$，$f^{Sm/Nd}=-0.26$，因而这种角闪岩应为来自地幔并具有蛇绿岩Nd、Sr 同位素特征的大陆边缘或岛弧玄武岩。显然其组成比较复杂，但超基性岩及围岩共同组成了一套不完整的蛇绿混杂岩已为众多研究者认可，它应是9.8亿年左右（李曙光，1991）构造就位的中元古宙蛇绿混杂岩片。表明东秦岭中元古宙曾发育已消亡的古洋盆。

值得提及的是，华北陆块南缘构造带和北秦岭构造带中还发育有中元古宙的“A”型花岗岩。诸如陕西境内的张家坪岩体（1532Ma，Rb -Sr 法，尚瑞钧等，1988）、河南境内的桂家峪岩体（1552±163Ma，Rb -Sr 法，骆庭川，1988）等。它们均属铝质碱性岩，具有“A”型花岗岩的地球化学特征（骆庭川，1990）。依据皮切尔（1984）等的研究，“A”型花岗岩可形成于大陆裂谷或造山晚期的张性环境。考虑北秦岭及华北陆块南缘的上述地质事实，它们应该是华北陆块南缘裂解并向洋发展环境下的岩浆活动产物。依据该类岩体限于华北陆块南缘和北秦岭带中，以及东秦岭中松树沟岩片可能具典型洋壳蛇绿岩残片的性质且分布于北秦岭南侧分析，有理由认为北秦岭带中的秦岭杂岩，在中元古宙时期可能是华北陆块南部裂解出的地块，其北为由宽坪群代表的裂谷-有限洋盆性质的陆缘海，其南发育秦岭古洋盆。

南秦岭内，中元古宙地质体以武当群、郧西群和耀岭河群等变沉积-火山岩系为代表，呈基底残块出露。耀岭河群上覆震旦系的灯影组和陡山沱组，下 伏郧西群、武当群，刘鸿允等（1991）将其置于下震旦统。但据在湖北郧西涧池耀岭河群顶部基性火山岩中测得的Sm -Nd 等时线年龄为1105±51Ma，李靠社（1990）在山阳烟家沟耀岭河群的变安山岩中测得Rb -Sr全岩等时线年龄为1058±48Ma，这两个数据可信度较高，数据又十分接近，可视为耀岭河群的形成年龄。武当群、郧西群一般将其视为中元古宙地质体。万义文（1990）认为武当群形成年代应早于1038Ma（白云母K -Ar 法年龄），其中的双台组、扬坪组为1300—

1044Ma，姚坪组早于1300Ma。陈晋镳(1991)则认为武当群中的变火山岩系年龄为1967Ma(锆石Pb-Pb法)，沉积岩系应大于1200—1250Ma(锆石U-Pb法)。因此，目前资料将武当群、郧西群和耀岭河群总体置于中元古宙是合理的，但不排除随工作深入，其中的变沉积-火山岩系有较老形成年龄的可能。

武当群、郧西群和耀岭河群均不具蛇绿岩的组合特征。其岩石组合稍有差异，对其形成古构造环境的分析亦有争议。郧西群以安康西部牛山地区最为发育，武当山地区则是武当群发育的典型区段，二者均以巨厚的基性-酸性火山岩夹沉积岩为特征。耀岭河群以基性火山岩为主，酸性火山岩较少，夹变沉积岩系。张国伟等(1988)、杨森楠等(1990)、胡德祥等(1991)，张树业(1991)认为它们均为双模式火山岩系，为裂谷环境产物。但陈晋镳等(1991)依据对火山岩系和沉积岩系岩石组合和地球化学特征的综合分析，认为武当群可能形成于大陆岛弧弧后拉张盆地古构造环境。夏祖春等(1991)则将郧西群和耀岭河群视为以钙碱系列为主的岛弧环境的产物。王艺芬等(1990)认为耀岭河群是以细碧岩-石英角斑岩建造为主的火山岩夹沉积岩，为双模式裂谷火山岩系，形成于扬子地台北缘的断陷盆地中。贾承造等(1988)则将它们看作一系列增生地体。

笔者认为，由于南秦岭前震旦纪变沉积-火山岩系均呈基底残块出露，具面状分布特征，且无大致同时期及其之后的花岗质岩浆活动伴生，研究者多以出露的片断地质体的岩石组合，尤其是以地球化学特征作为古构造环境分析的依据。应该说古构造环境分析存在着值得深入讨论的问题，这也是造山带变形、变质地质体古构造环境分析中普遍存在的难题。但就现有资料，我们倾向于认为，南秦岭自西向东长千余公里范围内断续的前震旦纪浅变质基底岩块，曾经历过晋宁期构造作用改造(见后述)，不同基底岩块虽大体属同一时代，但不应该具有统一的、一致的古构造环境，因此将其视为裂谷环境或岛弧环境都是不可取的。显然其准确的古构造环境有待进一步深入研究，但现今已知的不同研究者的资料有可能表明，它们形成时间不尽相同，形成环境亦有差异，可能是多种古构造环境的构造混杂体。

值得注意的是，中元古时期，扬子陆块的西北缘同样发育变沉积-火山岩系。其中碧口地区的碧口群，以斜辉橄榄-辉橄-纯橄岩、层状辉长岩、细碧角斑岩-角斑岩-石英角斑岩及复理石岩和硅泥质岩为组合特征，具蛇绿混杂岩面貌，或属洋壳残片(赵祥生等，1990)，或为岛弧蛇绿岩(夏祖春等，1991)。汉中南部地区发育火地垭群、西乡群变沉积-火山岩及相应的花岗岩类，其中的火山岩具有由拉斑系列经钙碱系列向碱性系列的演化规律，并与该区相应发育的碱性系列的碑坝岩浆杂岩和钙碱系列的汉南岩浆杂岩共同组成了由陆缘向陆内发展的岛弧体系火山岩-岩浆杂岩的规律时空组合系列(张本仁等，1990；陶洪祥等，1982)，形成了类似活动大陆边缘的古构造环境。根据碧口群具有1400—800Ma为主的多种方法(Rb-Sr、U-Pb、K-Ar法)的测年数据(赵祥生，1990；彭礼贵等，1991)以及侵入西乡群的岩浆岩年龄为773—1152Ma，其中辉长岩中的黑云母$^{40}Ar-^{39}Ar$年龄为1121Ma(彭礼贵，1991)综合分析，扬子陆块西北缘显然在中元古宙末期曾经历过洋盆俯冲消减以致于碰撞的地质作用过程。

综合上述，依据现有资料可概略重建秦岭及相邻地区中元古宙的区域古地理、古构造环境格局：东秦岭区中元古宙可能发育有大洋盆，其消减的残片以商南松树沟蛇绿岩片和碧口蛇绿岩片为代表；宽坪群应是华北陆块裂解而成的裂谷-有限洋盆性质的陆缘海沉积物，而包括渭北隆起西部在内的华北陆块南缘中元古宙沉积岩相带则为其陆缘碎屑-碳酸盐岩沉

积体系，具被动陆缘性质。推测现分布于北秦岭构造带中的秦岭杂岩块、南秦岭带中的陡岭、小磨岭、费坪和盆洞子(碧口地区)地区的古老结晶基底杂岩块均是发育于秦岭古大洋中的微地块。该时期，扬子陆块尚未形成，但以川中结晶基底为核心，已存在具一定规模的古老地块，为秦岭古大洋中的较大地块。此期秦岭洋可能具有洋-陆间杂的基本特征，其间的微陆块，分别具有北临华北陆块，南近川中地块的亲缘性，并于晋宁期经历复杂过程而闭合。

3. 东秦岭及相邻地区的晋宁运动及其特征

晋宁运动由德国地质学家P. Misch于1942年提出，是指云南晋宁地区"澄江砂岩"与"昆阳变质岩系"之间的不整合所代表的一次构造运动(地质辞典，1983)。一般均将其视为扬子陆块固结形成时期的重大构造事件，时限1000—800Ma之间(郝杰等，1992)，在我国南方广为使用，并在南秦岭构造带被普遍承认。实际上晋宁运动的影响范围已不限于南秦岭及扬子地区，其构造意义亦因地而异，在中国古陆块形成发展中具有重要意义，值得深入探讨。

晋宁运动的时限、期次及其与澄江运动的关系以及其地质意义等是长期争议的焦点，笔者主张从造山作用过程来综合分析相应的物质建造(火山活动、沉积建造、岩浆建造)和构造变形，因此赞同郝杰等(1992)将现划的晋宁运动和澄江运动作为同造山期的发展过程来理解。即晋宁运动和澄江运动实际上是中元古洋盆俯冲消减、川中古老地块增生、扬子陆块形成的复杂地质演化过程的不同阶段的产物。现今扬子陆块周缘前震旦纪地层出露区普遍发育的晋宁期花岗岩(1100—800Ma，胡世玲等，1991)和澄江花岗岩(850—700Ma，胡世玲等，1991)的同位素年龄的交叉连续性及花岗岩地球化学特征的差异性(李建林，1991)均表明，它们正是因洋盆俯冲消减导致地块、陆块碰撞造山的过程中形成的俯冲-碰撞型花岗质岩浆建造。据此，并考虑同造山期岩浆作用和变质作用相对于主造山作用滞后的特征，笔者认为晋宁运动时限大致为1000—800Ma，它代表了一个复杂的地质演化过程。在此基础上，再来分析东秦岭及邻区的晋宁运动及其特征。

华北陆块南缘的晋宁运动　鄂尔多斯盆地西南缘未见到蓟县系与青白口系直接接触的现象，但二者岩相特征有显著差异，前者为巨厚的含藻白云岩，为浅海台地相；后者是以类复理石碎屑岩和薄层灰岩为特征的较深水沉积。青白口系与震旦系间明显以平行不整合相接触。在该区西邻的陇县地区表现为缺失青白口系，蓟县系与震旦系间或为平行不整合关系(陕西省区域地质志，1989)，或为角度不整合关系(李钦仲等，1985)。在小秦岭地区，青白口系大庄组(石北沟组)与下伏蓟县系或呈角度不整合(李钦仲，1985)，或呈平行不整合(李文厚，1986)。在豫西地区的相当地层亦有此特征，反映频繁的构造活动。上述事实表明，华北陆块南缘晚元古宙(8—9亿年)曾经历过一次地质事件，相当于晋宁期，但它显然不具造山性质，而是以非造山的隆升为特征，造成华北陆块南缘陆缘海盆的隆升剥蚀。

秦岭带内的晋宁运动　东秦岭商丹断裂带以南的南秦岭带中，在前震旦纪变沉积-火山岩系基底上发育了震旦-三叠系的海相沉积盖层，与扬子陆块区具显著的共同性。普遍认为其间经历晋宁运动，并将该构造运动作为扬子陆块固结形成期。但如何认识晋宁运动在南秦岭的构造意义尚需深入探讨。野外调研提供的基本事实是，无论是在东部的河南、淅川、湖北武当山、陕西的赵川，还是西部的牛山、汉阴，震旦系与前震旦系除岩性组合和变形变质具显著差异外，其间很难观察到确定无误的正常地层接触关系，而更多地表现为顺层的强烈构造变形，在上、下地层接触带间无显著的构造不协调现象，变质程度亦无截然的差别。对此可能有两种不同的分析：其一，南秦岭震旦系与前震旦系间具有渐变式或过渡式的转化关系

(任纪舜,1990);其二,由于南秦岭泥盆纪的区域伸展和印支期南秦岭强烈的多层次逆冲、顺层滑脱,已强烈改造置换了基底岩系中的先期构造(尤其对变沉积-火山岩系来讲更为可能)。我们倾向于后者,但其可靠的证据及其区域地质意义须作进一步调研。

商-丹断裂带以北的北秦岭中,近年来的深入研究 表明,晋宁期是北秦岭中的一期具重要意义的构造事件(周鼎武、张国伟,1991)。北秦岭南侧现今残留的松树沟蛇绿岩片在9.8亿年左右的构造就位(李曙光,1991),宽坪群和秦岭杂岩中普遍存在的9—10亿年的同位素年龄数据(张维吉,1988;张寿广,1991;张宗清,1991;游振东,1991;安三元,1992;陈能松,1991),河南寨具碰撞性质的德河花岗岩体Rb -Sr 同位素年龄为793.9±32Ma(游振东,1991)等综合表明,中晚元古宙之交的晋宁运动在北秦岭具有显著的普遍性,具有碰撞造山性质。

依据上述,综合现今秦岭带及其邻区残留的元古宙地质体所提供的地质信息,可作如下初步推断:中元古宙时期,于早元古宙末固结并具相当规模的华北陆块和川中地块可能已发展为离散于洋盆中的陆块,其间发育分别与华北陆块和与川中地块亲缘的陆缘裂陷块体,呈现陆缘裂谷态势,总体具洋陆间杂的面貌;晋宁早期在特殊深部地质背景下,元古洋壳沿秦岭杂岩块南侧俯冲消减,造成洋内陆块间在晋宁期相继拼贴-碰撞,但因其强度较弱,因而在南秦岭包括扬子陆块北缘突出表现出中元古宙变质沉积-火山岩系的断续面状分布和浅变质(同时期在华北陆块南缘,仅表现出非造山的隆升作用)。

处于扬子陆块西北缘的汉南地区和碧口地区,该时期由活动陆缘(张本仁,1990;陶洪祥,1982)向碰撞造山带发展(陶洪祥,1993)。这一现象似应与川中地块西北缘的洋壳俯冲、鱼洞子地体碰撞增生作用有关。

北秦岭带中,由松树沟蛇绿岩片9.8亿年左右的构造就位,到德河碰撞型岩体(793.9±32Ma)的侵入,可能经历了一个较长的发展历史。这与扬子陆块周缘同时期的岩浆作用和变质作用历史具显著共性,说明晋宁期构造演化过程是复杂的。

在此背景下,秦岭带及其邻区进入了显生宙构造演化的新时期。

(二)晚元古代—早古生代东秦岭再生洋盆的形成发展和加里东期华北陆块南缘增生作用

晚元古-早古生代是秦岭再生洋盆的发生、发展、消亡的重要时期,东秦岭及其邻区同时异相的地质情况为此提供了重要信息,其时空演化具下述阶段性。

1. 华北陆块南缘晚元古宙拉张断陷作用

震旦纪时期,鄂尔多斯地块西南缘地区西起交街,东至唐王陵的东西一线,发育一套以粗碎屑为突出特征的特殊沉积建造,它们是由组构杂乱的副砾岩、厚层块状砾岩和砾质泥岩夹砂岩、页岩组成的陆源碎屑沉积建造,即本区的昭陵组。它可与向东延伸的上张湾组(洛南)、罗圈组(河南的宜阳、临汝、平顶山、确山)、甚至凤台组(淮南)以及从本区西部宝鸡向北延伸的贺兰山的正目关组等同时代、同类型建造相对比,组成环绕华北陆块西、南边缘的特殊沉积岩相带(图5-17)。该套沉积建造的成因及其形成的地质背景多有争议,有冰碛(刘鸿元,1991;叶俊,1983;张吉森,1981)、重力流(洪庆玉,1982;叶俭,1987;郭涛[1] 1988)说,以重力流为主兼有冰碛(陈景维、邵磊,1989)或以冰川为主兼有重力流改造说(吴瑞棠、关保德,1988)三种基本认识。

---

[1] 郭涛(1988),华北地块南缘罗圈组杂砾岩成因及其地质构造意义,硕士研究生论文。

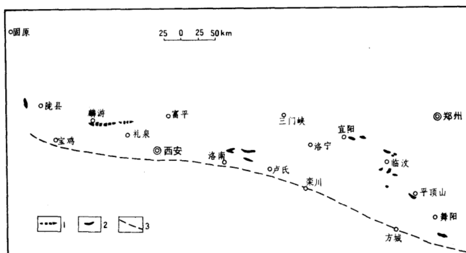


图5-17　震旦系昭陵组、罗圈组区域露头分布图

1—昭陵组；2—罗圈组；3—断层

对鄂尔多斯盆地西南缘地区以唐王陵、磨子沟为重点区段的详细研究表明，昭陵组已有确凿证据厘定为震旦系，并以厚度巨大、岩性组合复杂、横向变化剧烈为特点。综合本书及不同研究者（陈景维、邵磊，1990）对震旦系昭陵组不同区段、不同岩石类型的岩石组合、沉积特征及岩相分析和各种方法的分析研究，其中的副砾岩、砾质泥岩及含砾泥岩是泥石流作用产物。厚层块状砾岩则是泥石流堆积后，由于流水冲刷形成的水道沉积。砂岩虽在其中所占比例较小，但其粒序明显，平行层理发育，具有浊流中的密度流特征。页岩及砂屑白云岩则显示为弱水动力条件下缓慢沉积的产物。上述不同类型的岩石共同组成了以近源的白云岩和燧石岩为主，花岗岩、石英岩、千枚岩、火山岩为次组成的多个水下扇。其巨大的厚度、砾岩的杂乱组构及明显的破碎现象均表明，它们的形成显然与区域性断裂作用密切相关。因此我们可对本区昭陵组的形成环境作如下分析：本区青白口系沉积之后曾经历非造山隆升而遭受剥蚀。震旦纪初期，由于本区紧邻秦岭活动构造带，因而在晋宁期整体封闭基础上区域伸展裂陷，海水侵进。区域拉张的持续作用，使本区发育地块边缘由同沉积断裂组成的总体为近东西向的断陷海槽，并具断垒、断堑相间的构造面貌。强烈的断陷活动和断垒隆起边缘的物理风化作用，为水下扇的形成提供了必要的动力学条件和丰富的物源，导致近东西向展布的多个扇体的形成，物源或北、或南，形成了本区巨厚的、不连续的砾岩堆积。

在区域上，我们也对小秦岭、临汝和确山地区的同时代、同类型建造进行了野外观察。综合前人资料认为，区域中同时代、同类型沉积建造虽各有其特殊性，但明显具有总体的可比性。它们仅分布于华北陆块西南缘西起贺兰山，经陇县、岐山、永寿，向东过小秦岭到豫西、淮南的二千多公里的狭长范围内（图5-17、5-18），组成了仅限于华北陆块西南缘的狭窄特殊沉积岩相带。华北陆块内部无此沉积。根据区域地质特征，震旦纪时研究区经历了区域伸展作用并导致了大规模海侵，因此将此类沉积视为广布的大陆冰川沉积，并认为它们之所以保留下来，只是因其位于沉降地带未经剥蚀的观点（吴瑞棠、关保德，1988）似乎说服力不强。

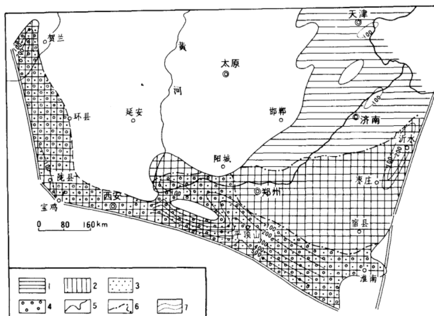


图5-18 华北陆块西南缘震旦纪—早寒武世(馒头期前)建造展布图(据叶连俊,1983)

1—碳酸盐岩;2—红色建造;3—含磷建造;4—砾岩、泥岩建造(相当于昭陵组、罗圈组);
5—古陆界线;6—各段岩石分布界线;7—岩层等厚线(m)

我们认为,震旦纪华北陆块西南缘断续成带以粗碎屑为主的沉积,主体是以重力流沉积为特征的海相水下扇堆积,但不排除有冰水沉积参与的可能。它们断续成近东西向带状平行秦岭带分布,物源主要由北向南,表明它们是与北秦岭带中同时异相的沉积-火山岩带所反映的裂陷作用(后述)密切相关的陆缘裂陷槽地中的沉积物。华北陆块西南缘震旦纪粗碎屑沉积的上部,在大部分区段均过渡为薄层具水平层理的细碎屑及泥砂质沉积,在豫西含海绿石,表明已逐步向稳定海盆发展。另外,大致沿洛南-栾川断裂北侧长距离分布的陶湾群,近年来已有可靠的同位素年龄数据(700—570Ma,张宗清等,1991)。据王宗起(1992)研究,本区包括陶湾群和晚元古代的大庄组及栾川群在内的以碎屑岩碳酸盐岩为主体的沉积岩系为与陆缘裂陷有关的不同类型滑塌堆积,它们多从下到上构成了由粗到细、由浅水到深水的退积序列,为海相扇三角洲沉积。这一基本认识不仅为进一步确定晚元古代华北陆块西南缘的伸展裂陷作用提供了证据,也为确定该沉积岩相带向南已发展为陆缘海盆作了论证。

根据以上情况,我们认为,震旦纪时期,华北陆块西南缘处于伸展裂陷的特殊区域构造背景,其沉积建造应该是在晋宁基底之上,为显生宙初期秦-祁再生海盆-洋盆和贺兰坳拉槽(赵重远,1990)形成过程中,在华北陆块边缘裂陷带中形成的粗碎屑沉积。该套沉积岩系往南不越过宝鸡-洛南-栾川断裂(图5-17、5-18)。与其相对应,南方的震旦系往北又不越过商丹断裂(张国伟等,1988),构成了以北秦岭带(发育同时异相沉积-火山岩系)分隔的两个不同陆缘的陆源碎屑沉积体。震旦纪沉积建造的这种区域分布规律显然对我们认识秦岭带及相邻陆块的古构造-古地理格局很有裨益。因此有必要从区域构造、沉积组成和形成环

境角度综合分析，从而对华北陆块南缘和扬子陆块北缘及南秦岭带中的震旦纪沉积建造作深入的再认识。对此，梁传茂(1988)通过分析扬子陆块北缘中段震旦纪早期沉积类型及古地理，提出了南秦岭伸展裂陷作用控制沉积建造的观点；程建生等(1993)对甘肃文县原“碧口群”中新厘定出的震旦系(进一步划分为南沱组、陡山沱组、灯影组)同样提出了扬子陆块北缘应具拉张活动性质，并发育重力流沉积的新认识。上述观点无疑开拓了我们的研究思路。

2. 华北陆块南缘早古生代陆缘海盆的形成和发展

鄂尔多斯盆地西南缘地区早古生代地层广泛发育，寒武系和奥陶系沉积组合主要以碳酸盐岩为主体，夹有砂、页岩组成的细碎屑岩。沉积厚度巨大，地层出露完整，可与相邻的陇县和小秦岭地区乃至华北大区域一一对比，但特殊的是本区有晚奥陶世沉积。

依据区域地层组合特征分析，区域内震旦系与寒武系具有形影相随的显著亲缘关系(叶连俊，1983，图5-18)。显然，本区早古生代沉积实际上是在震旦纪拉张断陷，其南部的秦岭区裂陷扩张向洋发展的基础上形成的。自早寒武世辛集期始，来自秦岭洋的海水自南而北大面积侵漫超覆，开始了华北陆块早古生代的陆表海和华北陆块南缘陆缘海的海相沉积历史。

辛集期沉积仅限于华北陆块西缘的贺兰山，西南缘的岐山、小秦岭和豫西南直至淮南的濒秦岭洋的陆缘狭长地带(图5-18、5-19)。下部为含磷砂、页岩，向上过渡为碳酸盐岩(张

图5-19　华北陆块南部早寒武世辛集—馒头期岩相古地理图

吉森，1983；叶连俊，1983；冯增昭，1990)，为海进沉积序列。自此开始，经馒头期、毛庄期、徐庄期，海侵范围不断扩大。馒头期陇县、岐山、铜川一带已发展为潮间带下部沉积，毛庄、徐庄期则为潮间带和潮下带沉积。张夏期是寒武纪华北海侵的高潮期(图5-20)，华北陆表海已经由以陆源碎屑沉积为主转变为以碳酸盐沉积为主(冯增昭，1990)。陇县、岐山、铜川广大地

区仍保持潮间带和潮下带沉积。晚寒武世固山期、凤山期华北整体海退，一直延续到早奥陶世的亮甲山期末。就华北整体而言，虽然经历了从辛集期的海进到张夏期达到高潮再转为冶里期的海退，组成了一个大的沉积旋回，但华北陆块南缘及西缘始终保持最大的沉积厚度，处于潮间带和潮下带、面南为广阔海域的沉积环境(图5-21)。

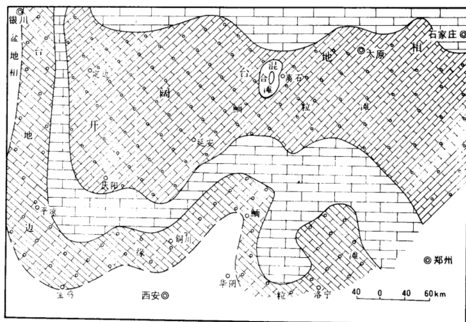


图5-20 华北陆块南部中寒武世张夏期岩相古地理图
(图5-19、5-20均引自中国石油天然气总公司秦晋联队,1990)

中奥陶世是华北陆块尤其是鄂尔多斯地块西南缘地区比较特殊的发展时期。此期华北大部在亮甲山期再次海侵的基础上，至马家沟期和峰峰期除伊盟古陆外，海水全部侵漫(图5-22、5-23)。峰峰期后大面积隆升为陆，仅在西缘、西南缘保留狭长海槽(图5-22)。至此华北陆块大面积结束了早古生代的海相沉积历史，但其西南缘的陇县-岐山-富平一线，尚发育中奥陶世的平凉组和晚奥陶世的龙门洞组和背锅山组，并以笔石页岩相为主要特征，普遍夹有凝灰岩、凝灰质砂泥岩组成的火山沉积层；在富平的平凉组碳酸盐岩中，发育深水的碳酸盐碎屑流沉积(梅志超,1978)和背锅山组的重力流沉积，显示突出的特殊性。中奥陶晚期和晚奥陶世华北陆块的上述差异性，应具特殊的区域背景；它们可能主要受秦岭和祁连洋向北俯冲消减作用的影响，在陇县—岐山—富平一线显示继承陆缘海盆的弧后扩张盆地的特征，并与鄂尔多斯地块西缘的贺兰早古生代坳拉槽相连通(图5-24)。

贺兰坳拉槽是秦、祁晚元古-早古生代再生洋盆形成初期的初始裂谷向北伸入华北陆块的夭亡支。其中发育类复理石砂岩、板岩、千枚岩和中基性晶屑凝灰岩、安山凝灰岩、安山岩和结晶灰岩(赵重远,1990)。据林畅松等(1991)研究，中奥陶世贺兰坳拉槽盆地强烈沉降，形成了巨厚的含笔石页岩、泥灰岩和重力流粗碎屑沉积(图5-25)。值得注意的是，从造山发

展过程分析，祁连洋众所公认在加里东期已封闭，秦岭洋已有可靠资料证明同期已俯冲消亡，北秦岭发生造山运动并增生于华北陆块南缘。据此，有理由将上述沉积建造作为秦、祁陆缘海在俯冲背景下的拉张作用产物。

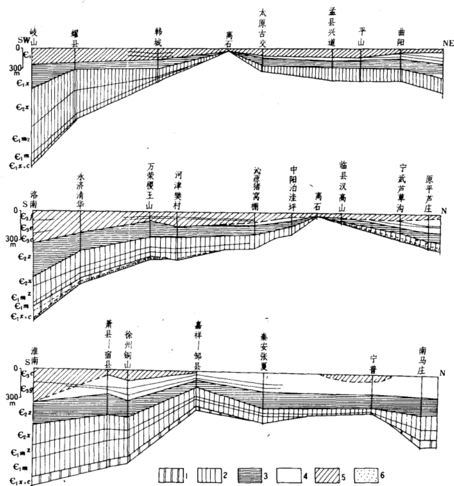


图5-21　华北陆块南缘寒武纪沉积建造横剖面图(据叶连俊，1983)

上—陕西岐山-山西曲阳；中—陕西洛南-山西宁武；下—安徽淮南-山东宁普。1—含磷亚建造；2—红色碎屑岩-陆源碳酸岩亚建造；3—浅海碳酸岩亚建造；4—盆内碳酸岩亚建造；5—三山子白云岩；6—霍山砂岩

总之，研究区和相邻的陇县、小秦岭、豫西乃至广大华北陆块范围内，早古生代是广泛海侵的重要时期，标志着华北陆块的大面积的稳定发展。沉积建造和古地理特征反映，华北陆块广大范围始终以陆表海的沉积环境为特征，周缘为广阔的海盆、海槽围限。华北陆块西缘与贺兰坳拉槽相连，南接祁、秦古洋盆。鄂尔多斯地块西南缘和小秦岭、豫西与秦岭紧密邻接的地区，应是濒临秦岭洋盆的陆缘海盆，该海盆的性质须结合北秦岭同时期的古构造环境的

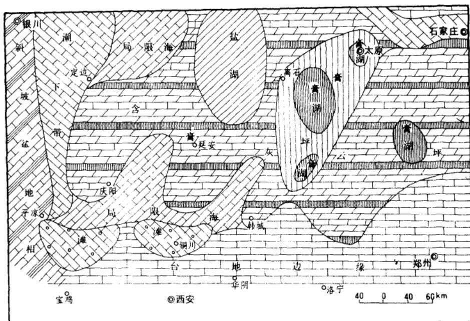


图5-22　华北陆块西南部中奥陶世马家沟期岩相古地理图

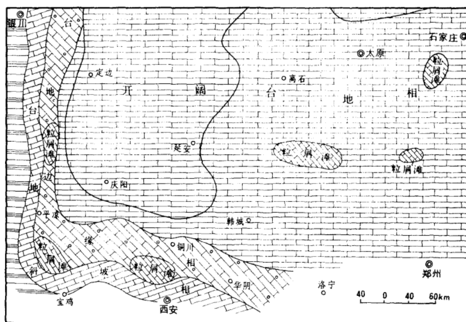


图5-23　华北陆块西南部中奥陶世峰峰期岩相古地理图

（图5-22、23均据中国石油天然气总公司秦晋联队，1990）

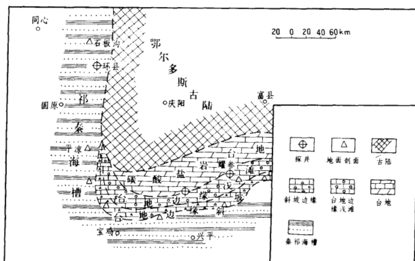


图5-24 华北陆块西南部中奥陶世平凉期岩相古地理图(据冯增昭,1990)

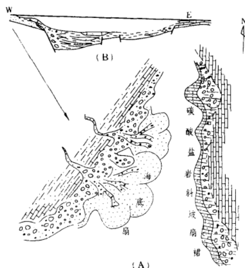


图5-25 贺兰坳拉槽中奥陶世深水盆地充填样式

(据林畅松等,1991)

综合分析加以确定。

3. 晚元古—早古生代秦岭古构造环境的重建

晚元古—早古生代东秦岭处于何种古构造环境仍是有争议的问题。综合不同学者的研究,有陆间裂谷和发育洋盆(具现代体制板块构造作用)两种有代表性的基本认识。我们认为,由于东秦岭区强烈的多期、复杂变形变质作用和岩浆作用,不同时代地质体虽已成残留

片段，呈复杂岩片相互叠置，但华北陆块南缘、扬子陆块北缘（南秦岭）现今出露的巨厚、分布广泛的陆缘沉积体系，北秦岭带中的两带类蛇绿混杂岩带以及突出的加里东期辉长、闪长质和花岗质两类岩浆岩带，赋予了秦岭造山带显生宙极富特色的地质内容，也为我们客观地重建该时期古构造环境提供了多种地质信息。因此，综合东秦岭及邻区地层岩石组合、岩相建造、地球化学、岩浆活动特征和同位素年龄资料分析，可将其可能的古构造环境恢复为：东秦岭区是在晋宁运动形成的统一陆块基础上，于晚元古代裂解、扩张，向洋发展，至早古生代已具有现代体制板块构造特征，并具有如下不同古构造环境（图5－26）。

（1）早古生代华北陆块南缘古活动大陆边缘

西起凤县，向东经太白之南，柞水营盘，商县柏树坪、安沟，丹凤毛坪，商南二道河，过河南西峡、镇坪（图5－26）以北，包括北秦岭和华北陆块南缘地区。它自南而北，主要由海沟弧前沉积杂岩带、丹凤蛇绿混杂岩带、秦岭基底－岛弧岩浆杂岩带、云架山－二郎坪裂谷、弧后盆地蛇绿混杂岩带和华北陆块南缘陆缘海沉积岩带五部分组成。

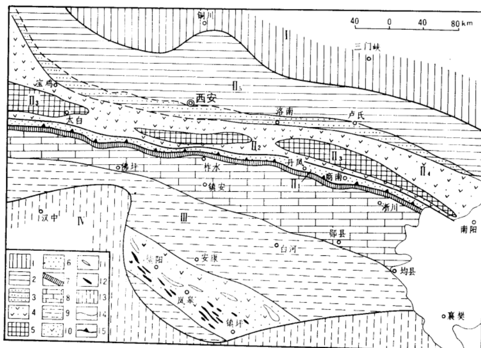


图5－26　东秦岭及邻区早古生代古构造环境示意图

Ⅰ—华北陆块；Ⅱ—华北陆块南缘活动大陆边缘：Ⅱ₁—海沟带，Ⅱ₂—丹凤岛弧火山岩、蛇绿混杂岩带，Ⅱ₃—秦岭基底－岛弧岩浆杂岩带，Ⅱ₄—云架山－二郎坪弧后裂谷火山岩、蛇绿混杂岩带，Ⅱ₅—陆缘海沉积岩带；Ⅲ—扬子陆块北缘被动大陆边缘；Ⅳ—扬子陆块。

1—华北陆表海碎屑碳酸盐岩沉积；2—陆缘海碎屑碳酸盐岩沉积；3—斜坡泥岩、碳酸盐岩、滑塌沉积；4—变沉积－火山岩、蛇绿混杂岩；5—前震旦纪基底杂岩、岩浆杂岩；6—俯冲带碎屑岩、火山岩、碳酸盐岩；7—消减洋盆；8—台地相碳酸盐岩；9—浅水斜坡泥质、碳酸盐岩、碳酸盐质角砾岩；10—深水硅质岩夹碱性镁铁－超镁铁质岩；11—粗面岩类；12—辉长－辉绿岩；13—扬子陆表海；14—推测地质界线；15—洋盆俯冲界线

A. 海沟弧前沉积杂岩带

商丹脆性断裂带之南的原划泥盆系刘岭群中，已分解出了以韧性断裂带分隔开的一套由碎屑岩(砾岩、砂岩、杂砂岩)、火山碎屑岩、火山岩(凝灰岩、少量火山熔岩)、碳酸盐岩组合而成的弧前沉积杂岩系(于在平，1987、1991；周鼎武，1992)。

据周鼎武、孟庆任对商州黑山、砚池河地区的研究(图5-27)，已分解出的曹坪-黑山变沉积岩片，主要是由杂砂岩、火山碎屑岩、泥岩、石英砂岩、硅质岩以及石英质砾岩组成的弧前沉积增生楔体。尽管各类岩石均经历了低绿片岩相浅变质作用，构造变形强烈并使得剖面上出现不同程度的构造加厚，但由二个岩相组合构成的基本沉积序列仍十分清楚(孟庆任，1992，图5-28)。

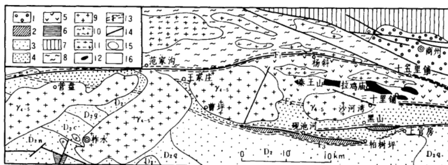


图5-27　商州-柞水地区地质略图

1—白垩-第三系；2—下石炭统二峪河变沉积岩片；3—中上泥盆统：D_3—上泥盆统，D_2q—青石垭组，D_2c—池沟组，D_2n—牛耳川组；4—曹坪-黑山弧前沉积杂岩片；5—丹凤蛇绿岩片；6—耀岭河群；7—宽坪群；8—秦岭杂岩块；9—花岗岩；10—片麻状花岗岩；11—糜棱岩化花岗岩；12—基性杂岩体；13—韧性断层；14—脆性断层；15—地质界线；16—主要断层：F_1—范家沟-杨斜断层带，F_2—王家庄-任家台断层带，F_3—营盘-柏树坪断层带

组合A：反映一种进积沉积序列。最底部为深水盆地沉积，向上以浊积岩为主，显示由远端到近端的发展演化过程。

组合B：代表了一种类似于扇三角洲的沉积体系。泥岩、粉砂岩、基质支撑的砾岩为扇三角洲前缘斜坡带沉积。颗粒支撑砾岩和石英砂岩则反映一种滨岸和浅海环境。斜坡和滨岸、浅海二相带在垂向上重复交替，表明形成环境不稳定、构造活动频繁，同时也说明当时各相带分布狭窄。

组合A与组合B总体代表了一个向上变浅的层序，表明随其南秦岭洋盆的俯冲消减，弧前消减杂岩不断加积，水深由深海向浅海乃至非海相发展。

曹坪-黑山地区的弧前沉积杂岩系的上述特征具代表性意义，是商丹脆性断裂体系南侧的弧前沉积杂岩带的共有特征，如丹凤地区等(于在平，1991)，反映了秦岭洋盆沿此带的俯冲作用。该沉积杂岩的形成时代因缺乏古生物依据而未准确确定，但由其上部有化石依据的石炭系二峪河组海陆交互相碳酸盐岩、碎屑岩和含煤岩系推断，应是奥陶纪—泥盆纪。现今仅在商丹带南侧呈断续残片出露。

组合	综合层序	描述	解释	
B		石英砂岩	滨岸	斜坡型扇三角洲
		基质支撑砾岩、泥岩、杂砂岩	斜坡	
		颗粒支撑砾岩、石英砂岩	滨岸	
		基质支撑砾岩和泥岩	斜坡	
A		中—粗粒浊积岩、火山碎屑岩	近端	浊积岩盆地
		细粒浊积岩	远端	
		泥岩、碳酸盐岩和硅质岩薄互层	深水盆地	

图5-28　曹坪-黑山弧前沉积杂岩片沉积序列及其环境解释(据孟庆任,1992,未刊)

B. 丹凤蛇绿混杂岩带

该带出露于商丹断裂以北,西起天水的李子园,越宝成线的红花铺,东经太白南的厚畛子,周至-户县的黑河、涝峪,商州的三十里铺,丹凤的郭家沟至商南清油河,呈透镜状断续出露,被统称为丹凤群(肖思云、张维吉,1988),后经张国伟等(1988)重新厘定为蛇绿混杂岩带。该带主要由超镁铁、镁铁质岩和碎屑岩组成,不同区段岩石组合的形成环境均有差异,代表了洋盆消减背景的复杂地质体。

丹凤地区是洋壳俯冲消减带的蛇绿混杂岩发育区,出露岩石以玄武岩为主体,夹有少量玄武安山岩、安山岩、英安岩、杂砂岩、泥岩和泥灰岩,缺乏橄榄石质岩石。玄武岩中偶见次棱角状的辉长-辉石岩堆晶岩捕虏体,发育辉长岩、辉石岩、辉绿岩、辉长-闪长岩以及奥长花岗岩岩脉。该沉积-火山岩系具有强烈变形变质面貌,变质程度达低角闪岩相,被不同研究者视为蛇绿岩(张秋生等,1984;许志琴,1988)、岛弧蛇绿岩(张国伟等,1988;孙勇,1987;汤耀庆,1986)和岛弧火山岩(高长林,1990)。

薛峰(1993)在野外详细地质填图基础上,对该段丹凤变沉积-火山岩系的岩石学和地球化学进行了进一步研究,认为它属秦岭古洋内不成熟和初始的洋内弧火山岩的构造残片。据此,若按广义的蛇绿岩概念(Miyashiro A., 1975),笔者则将其视为岛弧蛇绿混杂岩。

商州三十里铺-秦王山地区是丹凤蛇绿混杂岩向西北的延续。该区段主要是以变玄武岩为主体，夹有中酸性火山岩、火山凝灰岩和类复理石碎屑沉积及少量碳酸盐岩的沉积-火山岩系。呈透镜状分布于杨斜-十五里铺断裂之南和曹坪-沙河湾岩体之北(图5-27)。具有强烈的变形变质特征，变质相达低角闪岩相。

根据对该变沉积-火山岩系中的变玄武岩的岩石学和地球化学研究[1](张成立、周鼎武，1992)，将其确定为以钙碱系列为主、次为拉斑系列、二者共存的玄武岩类，并具如下地球化学特征(表5-5)。

常量元素地球化学特征　由表中可见，该区变火山岩除 SiO_2 含量变化较大外，CaO、MgO、FeO、Al_2O_3 也有较大变化范围，表明除玄武岩外，还发育有少量安山质火山岩。个别样品 Fe_2O_3 和 K_2O 含量较高，可能是后期变质变形作用影响所致。整体上岩石的 K_2O、Al_2O_3 相对较高，TiO_2 较低，与岛弧玄武岩化学成分相一致(Perfit 等，1980)。在 *AFM* 图中(图5-29)，多数分布于钙碱玄武岩系列区，少数落于拉斑玄武岩系列区，二者密切共存。

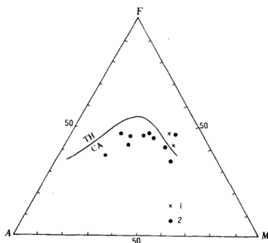


图5-29　商州三十里铺区段变火山岩 *AFM* 图(据Irvine 和Baragar，1971)

TH—拉斑系列；CA—钙碱系列。1—具拉斑系列特征；2—具钙碱系列特征

微量元素地球化学　本区变玄武岩与洋中脊玄武岩相比，Ta、Nb、Hf、Zi、Ti、Y、Yb 等元素含量低，而Th、Ce、P、Sm 等元素含量较高，与消减带之上(SSZ)玄武岩的化学成分特征(Pearce，1984)相似。所作N 型MORB 标准化玄武岩图谱同样显示了消减带之上岛弧区玄武岩的图谱特征(图5-30)，同时也表明钙碱系列和拉斑系列共存，这点与常量元素分析相吻合。这些特征不仅指示区内存在大量钙碱性系列岩石，还反映了一类具N-MORB 特征的拉斑玄武系列的岩石，因而也暗示，它们很可能是洋壳之上岛弧环境的生成物。

稀土元素地球化学　稀土元素含量和球粒陨石标准化模式见表5-6 和图5-31。岩石的稀土元素特征明显指示区内共存有两种成因系列的岩石。一种岩石稀土总量低(24.01—

[1] 张成立、周鼎武等，1992，商州地区丹凤变火山岩的地球化学特征，待刊。

表5-5　丹凤群变玄武质岩石的主元素和微量元素化学分析

顺序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
样品号	90127	91036	90181	90012	90015	91064	91065	91021	91034	90122	91044	90135
SiO_2	49.53	50.05	48.62	49.91	51.14	49.58	50.11	48.44	52.99	55.59	56.61	61.84
TiO_2	0.99	0.85	0.93	0.87	0.75	0.59	0.78	0.69	1.02	0.77	0.72	0.65
Al_2O_3	14.05	14.98	13.31	12.79	12.38	18.44	16.75	18.18	18.12	19.64	17.19	16.72
FeO	8.95	4.35	7.59	5.26	4.38	4.10	4.07	5.73	3.99	5.73	3.83	3.97
Fe_2O_3	1.95	4.38	3.12	5.19	4.39	5.49	6.04	4.37	3.69	1.81	4.54	1.06
CaO	9.67	11.62	11.59	9.91	8.95	8.71	8.97	9.18	6.95	5.24	4.21	5.70
MgO	9.20	9.02	9.43	10.27	11.59	5.60	6.21	7.38	4.62	3.26	4.22	2.56
MnO	0.19	0.16	0.34	0.24	0.23	0.16	0.14	0.15	0.12	0.09	0.11	0.12
P_2O_5	0.06	0.12	0.24	0.29	0.32	0.10	0.19	0.21	0.28	0.19	0.21	0.18
K_2O	0.33	0.38	0.84	1.57	2.31	1.09	0.98	1.36	0.63	1.65	1.80	1.50
Na_2O	2.40	2.89	1.78	2.27	2.41	3.42	3.32	3.04	5.01	3.29	3.31	4.06
H_2O^+	2.39	—	1.81	—	—	—	—	—	—	1.43	—	1.23
H_2O^-	0.04	—	0.23	—	—	—	—	—	—	—	—	0.08
烧失量	0.51	1.22	0.23	1.46	0.88	1.78	1.23	1.39	2.33	0.74	2.87	0.47
Σ	100.26	100.02	100.06	100.03	100.22	99.34	99.80	100.12	99.75	99.43	99.62	100.14
M值	64.7	72.3	67.3	70.1	76.7	58.3	59.8	63.1	62.0	50.4	56.0	53.5
Rb	28.0	12.1	14.4	23.8	110	20.0	23.8	24.2	14.7	38.6	46.9	29.7
Sr	121.4	216.6	533.4	369.9	402.5	669.3	644.6	755.8	278.2	—	496.6	435.6
Ba	13.33	72.82	552.8	432.8	474.9	346.2	365.7	366.7	171.3	—	475.4	643.1
Th	0.161	0.315	1.69	2.91	5.68	3.93	2.46	3.14	2.03	3.15	3.29	2.59
Ta	0.080	0.181	0.104	0.226	0.504	0.066	0.086	0.141	0.823	0.371	0.443	0.618
Y	23.83	21.47	24.54	24.07	19.35	15.1	24.78	25.72	23.13	—	17.93	17.93
Zr	48.2	69.7	63.9	87.9	96.6	59.2	74.0	63.1	100	49.5	139	81.1
Hf	1.75	1.45	1.34	2.16	2.2	1.25	1.72	1.50	3.23	2.22	2.03	4.4
Sc	46.1	38.7	43.8	36.1	27.7	27.2	42.7	29.3	22.1	25.9	28.6	13.1
V	322.7	232.3	323.5	262.1	205.9	281.8	361.8	313.1	198.6	—	194.8	124.7
Cr	241	440	523	756	798	29.7	160	38.0	17.2	68.9	91.6	30.8
Co	47.8	43.2	46.5	46	42	33.8	44.9	33.2	31.4	24.6	28.9	15.3
Ni	103.1	103.1	84.54	113.6	267.4	9.511	68.04	19.92	1.713	—	30.21	54.3

注：表中化学全分析由中国科学院地质研究所测定，单位为wt%。其中Sr、Ba、Y、V、Ni等元素由中国科学院地质研究所用等离子发射光谱法分析，其它元素均由中国科学高能物理研究所用仪器中子活化法分析，单位为10^{-6}。"-"为未测定。

$M=100\times Mg/(Mg\times Fe)$(原子数)。顺序号1—8为变玄武岩；顺序号9—10为变玄武质安山岩；顺序号11—12为变安山岩。

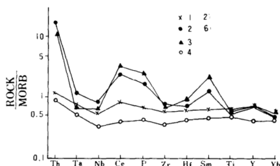


图5-30 N型洋中脊玄武岩标准化玄武岩地球化学型式

1—商州三十里铺拉斑玄武岩；2—商州三十里铺钙碱玄武岩；3—新赫布里底群岛钙碱性玄武岩(据Pearce，1984)；4—南桑威奇岛拉斑玄武岩(据Pearce，1984)。括号内为样品数，图中Nb含量以Nb=17×Ta近似代替

27.01×10^{-6})，轻稀土略亏损或弱富集[$(La/Sm)_N$=0.18—1.23]，重稀土分馏不强[$(Gd/Yb)_N$=1.16—1.21]，Eu具微弱负异常或无异常(δEu=0.84—1.01)，稀土模式成一近似平坦的谱型，表现出岛弧拉斑玄武岩的稀土特征，应是由弱富集到亏损轻稀土的原始地幔熔融产物(王中刚等，1989)。

另一类岩石稀土总量高，含量变化较大，轻稀土相对富集，重稀土丰度低且变化小，稀土元素丰度为相应球粒陨石值的10倍左右；Eu在弱负异常到弱正异常间变化(δEu=0.82—1.25)；具轻稀土向右缓倾，重稀土较平坦的稀土模式，各样品的谱线近平行，表现出低压分离结晶作用的特征。以上特征表明本区钙碱系列岩石在形成过程中，并未造成稀土元素含

表5-6 丹凤群变玄武质岩石的稀土元素含量(10^{-6})

顺序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
La	3--07	4.18	10.9	12.68	18.7	9.68	19.7	18.0	14.3	14.8	11.4	17.1
Ce	8.4	9.78	25.0	27.5	36.4	10.74	38.8	32.5	31.6	29.2	24.9	32.8
Nd	6.82	7.46	14.6	15.2	20.1	10.7	19.9	17.8	17.1	13.3	12.7	17.3
Sm	2.29	2.14	3.83	3.74	3.62	2.3	3.89	3.76	3.79	3.36	2.81	3.52
Eu	0.701	0.772	0.985	0.946	1.12	0.708	1.23	1.11	1.39	0.977	0.899	1.19
Tb	0.525	0.463	0.652	0.564	0.47	0.406	0.599	0.561	0.745	0.409	0.537	0.442
Yb	1.91	1.93	1.45	1.83	1.63	1.30	1.76	2.05	1.62	1.80	1.72	1.81
Lu	0.291	0.286	0.264	0.275	0.228	0.192	0.254	0.329	0.239	0.277	0.247	0.279
ΣREE	24.01	27.01	57.68	62.74	82.27	36.03	86.13	76.11	70.78	64.12	55.21	74.44
$(La/Yb)_N$	1.08	1.46	3.77	4.67	7.73	5.02	7.55	5.92	5.95	5.54	4.47	6.37
$(La/Sm)_N$	0.84	1.23	1.79	2.13	3.25	2.64	3.19	3.84	2.37	2.77	2.55	3.06
$(Gd/Yb)_N$	1.21	1.06	1.47	1.36	1.27	1.38	1.50	1.21	2.03	1.03	1.38	1.08
Eu/Eu^*	0.84	1.01	0.82	0.85	1.12	0.96	1.05	1.00	1.08	1.09	0.96	1.25

注：表中数据均为中国科学院高能物理研究所用中子活化法分析，顺序号岩石类型同表5。

量发生很大变化，也未引起稀土元素产生较强的分馏作用，但可能影响到少量其它不相容元素含量的增加，指示它们是一组具有相同成因的钙碱性岛弧火山岩。

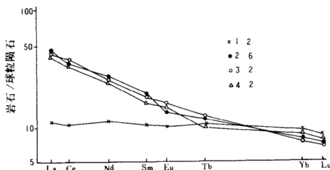


图5-31 商州三十里铺变玄武质岩球粒陨石标准化分布形式

1—拉斑玄武岩；2—钙碱性玄武岩；3—玄武质安山岩；4—安山岩。括号内为样品数

上述主元素、微量元素及稀土元素地球化学特征表明，商州三十里铺地区的变玄武质岩类分属钙碱和拉斑两个玄武岩系列，并以前者为主体。其主元素SiO_2、K_2O、Al_2O_3较高，TiO_2、P_2O_5略低。稀土模式呈现平坦和轻稀土富集两种谱式，具弱Eu异常；Ni、Cr、Co等相容元素含量低，Th、Ba、Rb不相容元素含量高，Nb、Ta、Ti、P、Y、Yb等元素含量低。以上表明本区变玄武质岩类与俯冲消减作用有关，具多源区、多岩浆作用的地球化学特征。

图5-32中，采用不同判别图解对本区变玄武岩类的产出构造环境进行了综合判别。两个系列的玄武岩在不同图解中比较一致地落在岛弧(IAB)或火山弧(VAB)玄武岩区，个别图解中有投点在MORB区，以上可能说明，这些岩石还保留了亏损地幔源区的一些性质，或许还可暗示，某些岩石很可能形成于与洋壳更具密切关系的洋内岛弧环境。依据上述特征，我们认为，商州地区的变质火山岩形成于洋内岛弧环境，为来自于性质有别的两个亏损地幔源区的拉斑系列和钙碱性系列岩石。

综合区域地质特征分析，商丹断裂带北侧经重新厘定的变沉积-火山岩带，应是不同构造环境的增生地质体，可能具洋内弧蛇绿岩、甚至边缘海蛇绿岩等不同类型岩石，呈断续的透镜状残片保存，突出表明沿商丹一线应是秦岭再生洋盆俯冲、消减的复杂岩片增生地带。

C. 秦岭基底-岩浆岛弧带

北秦岭中，以下元古界为主的秦岭杂岩系和以松树沟地区为代表的中元古界蛇绿岩片共同构成了前震旦系的结晶基底杂岩块，它们现今呈近东西向断续的巨大透镜体成带分布，其中广泛发育规模不等的加里东期两大类型的深成侵入岩浆杂岩带，代表了秦岭洋盆俯冲消减的活化基底——岛弧岩浆杂岩带，该岩浆杂岩带是北秦岭带的独特地质特征。两类侵入岩浆杂岩带具如下特征。

北秦岭南侧苏长-辉长-闪长质岩浆杂岩带　商丹断裂带之北的丹凤变沉积-火山岩和秦岭杂岩中，发育着近东西向的苏长-辉长-闪长质岩浆杂岩带。主要如周至之南的厚畛子岩体、四方台岩体，商州秦王山-垃鸡庙岩体，丹凤资峪-郭家沟岩体群和商南富水岩体等。

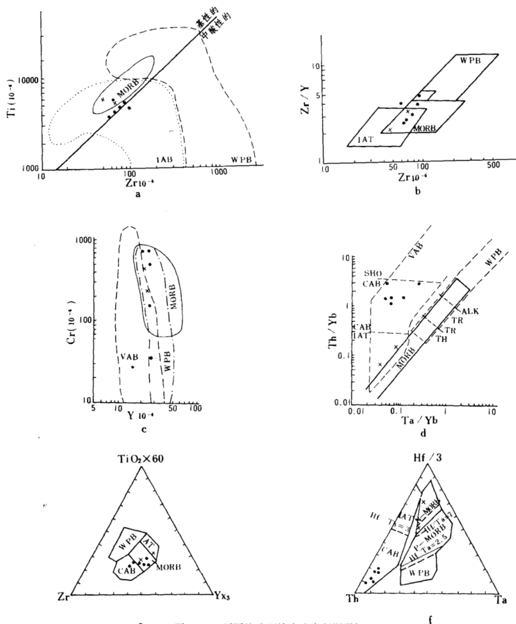


图5-32　不同构造环境玄武岩判别图解

a—Ti-Zr图(据Pearce，1973)；b—Zr/Y-Zr图(据Pearce，1982)；c—Cr-Y图(据Pearce，1982)；d—Th/Yb-Ta/Yb图(据Pearce，1982)；e—Ti-Zr-Y图(据Pearce，1973)；f—Hf-Th-Ta图(据Wood，1979)。MORB—洋中脊玄武岩；N-MORB—标准洋中脊玄武岩；P-MORB—富集型洋中脊玄武岩；WPB—板内玄武岩；IAB—岛弧玄武岩；IAT—岛弧拉斑玄武岩；VAB—火山弧玄武岩；CAB—钙碱性玄武岩；TH—拉斑玄武岩；ALK—碱性玄武岩；TR—过渡类型玄武岩；SHO—钾玄岩

其中除丹凤资峪-郭家沟地区的小规模辉长岩岩体群断续发育于丹凤岛弧蛇绿混杂岩中，应为蛇绿混杂岩组成部分外，其它或呈近等轴的岩株状（厚畛子、四方台）、或呈近东西向延伸的板状（秦王山-垃鸡庙、富水）。

对秦王山-垃鸡庙岩体的研究表明（韩松、周鼎武、张成立，1992）[1] 该岩体呈板状（长约30km、宽2km左右）侵入于丹凤变沉积-火山岩之中（图5-33），已遭受不同程度变形和变质改造，现今呈透镜状分布。

该岩体以苏长辉长岩为主体，由内向外矿物颗粒有由粗变细的趋势。辉长岩中夹有中粗粒橄榄辉长岩及辉长闪长岩。所有岩石均遭受过不同程度的蚀变（张稳胜等，1990），主要表现为辉石被纤闪石交代，橄榄石发生蛇纹石化，岩体边部阳起石、绿泥石化明显，并具显著定向性，内部可见以长石的拉丝状变形为特征的韧性剪切带。采自岩体不同区段的不同类型岩石的地球化学数据见表5-7、5-8。

主元素地球化学特征　本区辉长岩类Al_2O_3含量较高，在17.35—22.4%之间，属高Al辉长岩。其中Al_2O_3含量在22.49%的样品指示有斜长石堆晶，属堆晶岩，与野外观察一致。

在*AFM*图中（图5-34）辉长岩类和闪长岩均属钙碱性系列，与美国西部喀斯卡德斯火山岩的演化趋势相似。该火山岩属于产于科迪勒拉构造岩带中典型的活动陆缘型钙碱性火山岩系（Brown，1980）。在Ca-Al图中（图5-35），二者均投在斜长石趋势线附近，说明辉长岩类与闪长岩的分离结晶作用受斜长石控制，其中闪长岩的投点偏在Pl线左侧，可能为蚀变作用引起Ca降低所致。

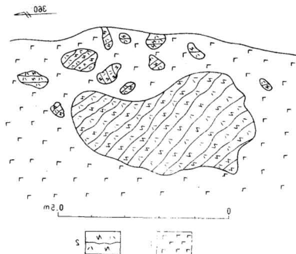


图5-33　垃鸡庙辉长岩与丹凤变基性火山岩的侵入接触关系素描

（商州王屯镇银铜沟）

1—中粗粒辉长岩；2—斜长[illegible]

在Ti-Al图中（图5-36），辉长岩的投点大致落在球粒陨石分布线上，表明Ti/Al的比

[1] 韩松、周鼎武、张成立，1992，商州秦王山-垃鸡庙基性杂岩地球化学特征及其形成构造环境分析，待刊。

表5-7 垃鸡庙岩体不同区段样品主元素含量(%)

样品编号	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	挥发分或烧失量
90—07	粗粒橄榄辉长苏长岩	48.44	0.19	22.49	3.08	1.92	0.08	10.68	8.14	0.18	2.42	0.04	0.59
90—179	中粗粒辉长苏长岩	49.79	0.99	17.39	5.67	3.62	0.16	10.20	7.03	0.41	3.05	0.43	0.30
90—180	细粒辉长苏长岩	48.36	1.34	17.35	5.73	3.83	0.17	10.95	6.64	0.34	3.07	0.32	0.50
90—04	中粒辉长岩	51.67	0.78	19.14	3.88	2.07	0.11	8.63	4.91	1.04	4.02	0.43	0.85
90—190	闪长岩	58.68	0.73	17.44	3.18	2.63	0.10	5.14	2.86	2.22	4.59	0.38	0.56
90—03	闪长岩	58.19	0.80	17.34	3.46	2.30	0.10	6.32	3.34	2.06	4.52	0.28	0.38
90—137	闪长岩	50.01	0.90	19.01	5.15	3.32	0.14	8.06	4.36	1.19	3.84	0.20	1.70
90—172	闪长岩	59.80	0.61	15.95	4.05	1.07	0.13	6.28	4.30	1.88	4.10	0.26	0.19

表中数据由中科院地质所测定

表5-8 垃鸡庙岩体不同区段样品稀土、微量元素含量(10^{-6})

样品编号	岩石名称	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Rb	Sr	Ba	Th	Ta	Zr	Hf	Sc	Cr	Co	Ni
90—07	粗粒橄榄辉长苏长岩	5.64	13.0	7.28	1.71	0.545	0.206	0.548	0.083	8.20	765	185	0.535	0.0386	27.4	0.464	7.71	113	43.7	257
90—179	中粗粒辉长苏长岩	16.0	24.0	13.9	3.32	1.11	0.575	1.23	0.163	7.86	776	335	1.33	0.0773	50.5	1.21	25.9	152	42.6	150
90—180	细粒辉长苏长岩	19.9	37.2	20.5	5.85	2.03	0.76	2.24	0.278	31.2	796	476	0.326	0.0859	56.1	0.832	31.6	122	43.3	83.4
90—04	中粒辉长岩	25.5	48.6	22.5	4.18	1.35	0.513	1.85	0.23	27.0	837	487	4.99	0.36	42	2.32	15.6	152	30.6	107
90—190	闪长岩	36.7	82.6	32.5	5.37	1.52	0.653	1.5	0.231	99.6	923	730	6.79	0.615	95.2	4.4	12	17.7	18	72.5
90—03	闪长岩	35.4	67.0	35	5.13	1.39	0.728	2.42	0.353	59.4	604	910	7.18	0.616	82.1	3.86	15.9	22.1	22.0	60.3
90—137	闪长岩	16.9	31.1	19.5	4.55	1.36	0.451	1.86	0.268	20.7	649	522	0.442	0.32	47.8	3.42	22.3	47.6	32.8	70.9
90—172	闪长岩	32.7	68.2	331.7	5.13	1.43	0.617	2.23	0.325	54.3	510	827	13.8	0.70	71.3	4.54	19.2	38.9	19.8	63.3

由中科院高能物理所测试中心采用中子活化法测试

值接近球粒陨石，指示岩石应来自地幔源。本区岩石K_2O含量低(<1.2%，平均0.63%)，也表明岩石来自地幔源或由来自地幔源的下地壳物质经部分熔融而成。辉长岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$界于0.70380—0.70504之间(张稳胜、安三元，1990)位于幔源岩石(0.702—0.707)范围内。

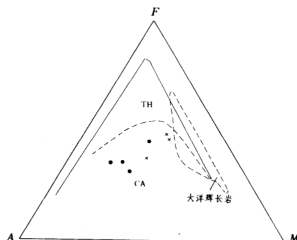


图5-34 秦王山-垃鸡庙辉长岩、闪长岩*AFM*图解

×—辉长岩；·—闪长岩

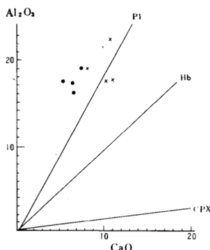


图5-35 秦王山-垃鸡庙辉长岩、闪长岩Ca-Al图解

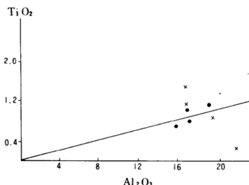


图5-36 秦王山-垃鸡庙辉长岩、闪长岩Ti-Al图解

微量元素地球化学特征 辉长岩类和闪长岩富Sr、Ba，贫Ta和Cr，辉长岩类Sr含量在604—837($\times10^{-6}$)之间，Ba在185—522($\times10^{-6}$)之间，Cr在22—152($\times10^{-6}$)之间，反映了

岛弧辉长岩的特征。如马里亚纳钙碱性辉长岩Sr和Ba平均含量分别为400×10^{-6}、200×10^{-6}；智利岛弧型辉长岩Sr含量为33—722($\times10^{-6}$)，Ba含量为33—179($\times10^{-6}$)，与阿曼蛇绿岩中的辉长岩Sr含量116—294($\times10^{-6}$)及Ba含量7—87($\times10^{-6}$)(Wood et al.，1980)显著不同。但本区Sr和Ba相当高，可能与次生蚀变作用有关，也可能是陆壳物质混染的结果。

岛弧型玄武岩亏损Ta，Th/Ta比值大于10，而MORB型玄武岩Th/Ta比值约为1.1，如红海(Le Roes et al.，1989)。本区辉长岩的Th/Ta比值在3.8—19.7之间，平均(4个样)为12.2，相当于岛弧型。

稀土元素地球化学特征　辉长岩类和闪长岩的稀土配分型式均为LREE富集型，La大约是球粒陨石的18—82倍，Eu异常不明显(图5-37)，显然与典型蛇绿岩中的辉长岩的稀土元素地球化学特征不同。典型蛇绿岩中的辉长岩LREE为亏损型，有正Eu异常，La通常仅为球粒陨石的0.6—2倍(Coleman，1977)或0.3—9倍(西藏日喀则、王希斌等，1987)。本区辉长岩不具明显的正Eu异常，也不具产于地台区的层状侵入岩体的特征(如Skargard)，而更可能是岛弧型的。

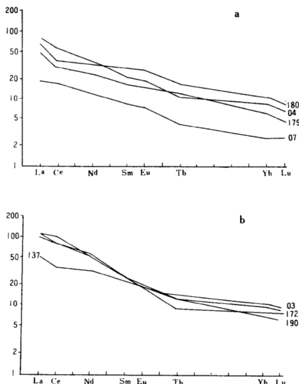


图5-37　辉长岩类、闪长岩稀土配分型式图

a—辉长岩类；b—闪长岩

辉长岩类的$(Ce/Yb)_{CN}$=4.3—9.3，闪长岩的$(Ce/Yb)_{CN}$=7.2—14.2，且它们的稀土总量和稀土配分曲线大致平行，表明它们可能来自同一岩浆源，其K/Rb、Th/Ta 比值接近，亦支持这一判断。闪长岩K 明显偏高，可能与蚀变或混染作用有关。

从Ce -Ce/Sm 图上（图5 -38）可看出，辉长岩类和闪长岩主要受分离结晶作用控制，大多数辉长岩的Ce/Sm 比值不随Ce 的增加而变化（Ce/Sm 比值在5.3—7.6之间），而中粒辉长岩（90—04）和闪长岩的Ce/Sm 变化在11.6—15.4之间，可能与混染作用有关。

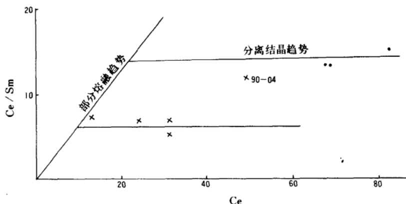


图5 -38　辉长岩类和闪长岩Ce -Ce/Sm 图解

依据上述，秦王山-垃鸡庙苏长辉长-闪长岩体具有钙碱性演化趋势，富Sr、Ba、Tb 等，贫Ta 和Cr，Th/Ta 比值高，LREE 富集，应形成于岛弧环境。

与秦王山-垃鸡庙基性杂岩同属一带的商南富水基性杂岩体，也具较大规模，岩体主要由中粗粒辉长岩组成，其中包裹有辉石岩和细粒暗色辉长岩，岩体长22.5km、宽3km左右，呈板状，已遭受强烈变形变质改造，矿物定向性明显，内部韧性剪切带发育。

据张泽军(1991)研究，富水杂岩体不同类型岩石的主元素、微量元素及稀土元素地球化学特征表明，它是由拉斑系列和钙碱系列共同组成的，两系列均来自地幔源，拉斑系列是地幔源较低度部分熔融产物，钙碱系列为地幔源较高熔融程度的衍生物，同属于秦岭洋盆俯冲消减的岛弧岩浆岩系列。

综合秦王山-垃鸡庙和富水基性杂岩的上述研究，笔者认为，紧邻商丹断裂带北侧断续成带分布的基性-中性杂岩体，大多数与蛇绿岩无关，而更可能是洋壳俯冲背景的岛弧型岩浆杂岩，与科迪勒拉型相类似。

该岩浆杂岩带的形成时期，由已测得的秦王山-垃鸡庙岩体的452±80、437±20Ma（Pb 模式年龄，安三元，1992）和402.6±17.4Ma（Sm -Nd 法，李曙光，1988）的年龄数据，以及富水杂岩体中有可资参考的761Ma 和561Ma 的Rb -Sr 法年龄数据（严正富，1989）分析，应为加里东期。

北秦岭带中的花岗质岩浆杂岩带　北秦岭带中广泛发育规模不等的深成花岗岩，自西向东主要有太白岩体（454.8Ma，Rb -Sr 法）、枣园岩体（444±11Ma，Rb -Sr 法）、许庄岩体（502Ma，K -Ar 法）、漂池岩体（485.6Ma，Rb -Sr 法）、安吉坪岩体（452±2Ma，Rb -Sr 法）、

大四岩体(502Ma,K -Ar 法)等。它们主要为黑云母花岗岩、二云母二长花岗岩和斜长花岗岩,以钙碱系"S"型花岗岩为主,部分为"I"型花岗岩。骆庭川(1990、1993)对陕西丹凤至河南西峡一带早古生代花岗岩的时空分布和地球化学研究表明,它们具有岛弧花岗岩的地球化学特征和穿弧的空间变化规律。

我们认为,北秦岭带南侧的带状基性-中性岩浆杂岩带,和广泛分布于北秦岭的中酸性岩浆杂岩带应是有统一特殊区域背景的相关成对岩浆杂岩带,它们代表了岛弧岩浆杂岩带的特征组合类型和时空分布规律,不仅证明了早古生代秦岭洋盆的客观存在,同时也说明东秦岭商丹一线应是秦岭洋壳板块的俯冲消减带。显然,北秦岭带中的秦岭杂岩块,实际上是显生宙秦岭造山带的前震旦纪基底岩块,早古生代在秦岭洋壳板块沿商丹一线向北俯冲的背景下,已逐步发展为类似于日本列岛的基底活化的岛链状岩浆岛弧系。从岩浆岩同位素年龄数据统计规律看,俯冲作用始于早奥陶世。另从秦岭杂岩中高角闪岩相变质作用与岩浆活动密切相关,东延的桐柏地区相当于秦岭杂岩的地质体经历了麻粒岩相变质作用,麻粒岩同位素年龄为470±7Ma,围岩花岗片麻岩同位素年龄为435±7Ma(均为锆石Pb -Pb 蒸发法,孙勇,1991)等分析,秦岭基底岛弧岩浆杂岩带是后期构造隆升剥蚀的根部带,不具"地轴"分隔性。

D. 云架山-二郎坪弧后裂谷火山岩、蛇绿混杂岩带

该带西起凤县红花铺,向东经眉县斜峪关、周至柳叶河、商州云架山、河南西峡二郎坪到桐柏围山城,由断续的透镜状残片组成,是从宽坪群中分解出的一套变沉积-火山岩系(金守文,1976;肖思云等,1988),在眉县地区称斜峪关群,商州地区称云架山群,河南西峡地区称二郎坪群。

该带从西向东,出露岩石组合差异明显,西部地区以变基性火山岩为主,夹有酸性火山岩、凝灰岩和沉积岩,具双峰式裂谷火山岩特征。东部的二郎坪地区超镁铁、镁铁质岩发育,并夹有放射虫硅质岩,具蛇绿混杂岩特征。

二郎坪群自北而南由老到新被划分为三个统:下统以火山岩建造为主,包括二进沟组、大庙组和火神庙组;中统为碎屑岩建造,包括小寨组和抱树坪组;上统为碳酸盐建造,包括子母沟组、火山沟组和赶脚沟组(刘文荣等,1989)。

根据对河南西峡军马河、湾潭等地主要剖面的地质观察,并综合前人资料,我们认为,原划的二郎坪群的岩石组合,并不都是蛇绿混杂岩的组成部分,可划为两大套不同的岩石组合。其一是称为蛇绿混杂岩的二进沟组、大庙组和火神庙组,主要由变细碧岩、枕状熔岩、角斑岩、石英角斑岩、变辉绿岩墙、变辉长岩组成,夹放射虫硅质岩。在南召鸭河口至泌阳二铺一带,断续出露一系列超镁铁质岩(斜辉辉橄岩、斜辉橄榄岩)的无根岩块(刘文荣等,1989)。其二则是一套非蛇绿岩组合的碎屑-碳酸盐岩建造。二者间构造关系复杂,以相互叠置的构造岩片形式出现。

二郎坪蛇绿混杂岩中的镁铁质岩的地球化学特征表明其主要为深海拉斑玄武岩,部分具相对富铝、贫钛的岛弧火山岩特征,其$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比为0.702—0.704(张本仁,1990;孙勇,1987;高长林,1990),大多数研究者将其视为弧后扩张小洋盆环境产物(张国伟,1987;孙勇,1987;张本仁,990;高长林,1990;欧阳建平,1990)。

二郎坪群已有不少同位素年龄数据,据金守文(1988)、符光宏(1989)报道,南召变细碧岩年龄为1005±49Ma(Sm -Nd 法),西峡变细碧岩年龄为970±39Ma(Rb -Sr 法),相应岩

类还有681±39Ma、573±65Ma、517±84Ma、451±13Ma和356±80Ma的Rb-Sr法年龄。综合硅质岩中产放射虫和海绵骨针(张思纯等,1983)、复理石沉积中产海百合茎和床板珊瑚等古生物化石(符光宏,1989)分析,其形成时代为晚元古—早古生代。该群可能代表了晚元古代裂谷向早古生代弧后扩张洋盆继承性发展的长期、复杂物质建造。

二郎坪裂谷火山岩、弧后蛇绿混杂岩带从西向东的变化规律似乎表明,该带在东部扩张,具有限洋盆性质,西部则处于裂谷环境。

E. 华北陆块南缘陆缘海沉积岩带

该带系指宝鸡-洛南-栾川以北的晚元古代和早古生代时期的陆源碎屑-碳酸盐岩沉积体系,包括了北部前已叙及的震旦系昭陵组、罗圈组、下古生界及南部的栾川群和陶湾群。前者为巨厚的稳定相陆缘海沉积,后者则是斜坡相的泥质、碳酸盐岩滑塌堆积,向南为广阔的海-洋盆(即二郎坪弧后扩张盆地)。显然,华北陆块南缘的沉积体系,应是二郎坪裂谷、弧后扩张盆地靠陆一侧,具被动陆缘特征的陆缘海盆。而华北陆块中奥陶世的整体隆升,中晚奥陶世仅沿贺兰-陇县-富平一线分布,并发育笔石页岩夹火山凝灰质沉积、深水碳酸盐及重力流沉积,正是在此特殊背景下形成的。

早古生代早期(寒武纪—中奥陶世)华北陆块广大范围则是广阔的华北陆表海。

综合上述不同古构造环境的时空分布规律,有足够的理由大致将商丹断裂以北广大地区早古生代古地理恢复为沟-弧-盆系发育的、类似于东亚濒临太平洋地区的活动性大陆边缘。

(2)早古生代南秦岭-扬子陆块北缘古被动大陆边缘

商丹断裂带以南的南秦岭,在晋宁期变沉积-火山岩系基底上,于震旦纪起开始了被动陆缘的发展时期(张国伟等,1988)。

早古生代时期,南秦岭除紫阳-镇坪一带发育火山岩外,其它地区均以陆源碎屑-碳酸盐岩建造为特征,并具如下突出特点。

其一,华南型震旦系北不越过商丹断裂带,并在我国南方具普遍性分布,说明南秦岭为晋宁期固结的扬子陆块的组成部分。震旦纪开始了扬子陆块的盖层沉积,南秦岭为其北缘的陆缘海。浅水台地相的灯影组白云质灰岩和白云岩在南秦岭稳定发育,无显著岩相变化。

其二,早古生代时,南秦岭沉积建造已有明显分异,具垒、堑相间,东西延伸,平行并置的特征(图5-26)。

断垒带浅水碳酸盐台地分布于北部从陕西的东江口到河南淅川一线,南部的大巴山一线亦具此特征,主要发育浅水相厚层灰岩和白云岩。

断堑带较深水沉积以泥砂质复理石、薄层灰岩夹杂乱内碎屑灰岩角砾沉积为特征,沿留坝—山阳漫川关以南至旬阳—白河一线分布。

裂谷带深水沉积-火山岩带为一套深水碳硅质、泥质岩夹碱中基性-碱超基性火山岩组合,发育于紫阳-岚皋-镇坪-竹溪一线,再向东南没入武当山推覆体之下,并与随县之南的同类岩相建造相连。据任有祥等(1991)和黄月华等(1992)研究,其中的海相火山岩带由三套大致同时期的岩浆系列组成:岩床、岩墙状辉长-辉绿岩体,超浅成隐爆碱超基性-碱基性-碱中性火山杂岩,次火山相正长斑岩及同质火山碎屑岩。其中已发现金伯利岩(黄月华,1988)。上述不同类型火山岩具相近的$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值(辉绿岩为0.705995,粗面岩为0.705086,黄月华等,1992;橄榄玢岩中单斜辉石为0.7046,夏林圻等,1991),结合它们的地

球化学特征分析，应为裂谷双模式火山岩系（夏林圻，1991；黄月华，1992）。该火山岩中，已有471.4—431.9Ma（单斜辉石K-Ar年龄，金云母$^{40}Ar/^{39}Ar$坪年龄，黄月华，1991）的年龄数据，其形成时期主要为奥陶纪。

其三，南秦岭至今非常突出地显示无前海西期花岗质岩浆活动（山阳板板山岩体形成时代有争议，形成古构造环境尚不清楚，故未考虑）。

上述情况表明，从晚元古至早古生代，南秦岭发育了巨厚的以碎屑-碳酸盐岩为特征的陆缘沉积体系，并在奥陶纪产生陆缘裂谷带，形成扬子陆块北缘的被动大陆边缘。

南秦岭陆缘裂谷火山岩带因其特殊的岩石组合而为众多研究者所瞩目，因而有必要从东秦岭早古生代的特殊的区域背景出发对其成因加以探讨。

从东秦岭早古生代区域古构造环境分析，我们认为，南秦岭紫阳-镇坪陆缘拉张体制的裂谷作用，与北秦岭俯冲背景下的挤压作用正好构成了同时期分属南、北不同陆缘、呈近东西向平行对峙的两带。南秦岭拉张的碱性岩浆杂岩带发育于471.4—431.9Ma间，北秦岭的中酸性岛弧岩浆杂岩带形成于450—400Ma间，它们显然是具必然内在联系的统一地质作用过程中的对立统一体。可作如下推论：早古生代初，华北陆块和扬子陆块之间已为秦岭再生洋盆分隔；早奥陶世秦岭洋盆俯冲，南、北陆缘分异，华北陆块南缘开始转化为活动性大陆边缘，形成丹凤蛇绿混杂岩以及秦岭基底岛弧岩浆杂岩带，代表洋盆俯冲-消减的挤压环境；同时期扬子陆块北缘被动陆缘伴随秦岭古洋盆的向北俯冲而同步北行，但因其后缘陆块的拖曳造成陆壳板块和大洋板块运动速率上的显著差异而导致伸展裂陷，从而在扬子陆块北部被动陆缘形成紫阳-镇坪的特殊裂谷火山岩带。东秦岭区上述南、北对偶的裂谷火山岩带和岛弧岩浆岩的存在，为早古生代东秦岭板块动力学研究提供了重要信息，也说明东秦岭再生洋盆应具有一定规模，与此相关的板块运动速率等问题均值得进一步深入探讨。

依据东秦岭区不同次级构造单元多种地质作用信息，认为早古生代时期，可大致以商丹近东西一线为界，将其北部划为华北陆块南部的活动性大陆边缘。商丹一线是秦岭洋盆的俯冲消减带，丹凤沉积-火山岩带是洋内弧蛇绿混杂岩、边缘海盆蛇绿岩的混杂增生带，秦岭杂岩-岩浆杂岩带是活化基底岩浆岛弧带，云架山-二郎坪沉积-火山岩带是裂谷火山岩、弧后盆地蛇绿混杂岩带，而华北陆块南缘的巨厚沉积则是陆缘海盆沉积体。它们时空有序，沟-弧-盆体系发育俱全，具有类似东亚濒太平洋区的活动大陆边缘特征。而商丹一线之南侧为扬子陆块北缘被动性大陆边缘，以巨厚的陆棚、陆坡边缘海沉积为主要特征，仅在紫阳-镇坪一线发育陆缘裂谷带。上述特点构成了早古生代东秦岭区的古构造、古地理基本格局，它的南、北陆块区则为广泛的陆表海（图5-26）。

4. 北秦岭加里东造山和华北陆块南缘的增生作用

北秦岭加里东期构造运动存在与否及其性质长期存在争议，至今仍众说纷纭（任纪舜，1991；张国伟，1991；孙勇，1991；周鼎武，1989；吴正文，1991；杨志华，1991；许志琴，1988；等）。它是涉及显生宙秦岭造山带形成演化进程中一次重要构造事件及其特征的重大问题之一，受到国内外学者的关注。从"把造山运动理解为包括变形作用、岩浆作用和区域变质作用的热构造事件"（都城秋穗等，1986）这一基本认识出发，综合近年来秦巴地区地质研究的新成果，我们认为，北秦岭（包括华北陆块南缘）加里东构造运动不仅存在，而且具显著造山性质，是华北陆块南缘的造山增生带，对华北陆块和秦岭造山带均有重要影响。兹从以下几方面加以讨论。

(1)加里东构造运动的确定

从沉积建造角度分析，秦岭带及其相邻陆块中存在着以下具有统一规律性的基本地质事实：

A. 华北陆块南缘构造带具有与华北陆块统一的结晶基底和类似的盖层沉积，且二者均缺失上奥陶统(仅在渭北隆起区有上奥陶统出露)、志留系、泥盆系和下石炭统。华北陆块内海陆交互相中、上石炭统平行不整合于中奥陶统之上，反映了陆块大面积的长期隆升；而华北陆块南缘构造带内海陆交互相石炭系和陆相二叠系与下伏强烈变形的下古生界—上元古界间则呈明显的区域性角度不整合关系(周鼎武，1989)，表现出显著造山作用特征。

B. 现今东秦岭带内最突出的地质特征是在北秦岭带中发育两条东西向断续呈残片出露，并行延展(图5-1)，由晚元古代—早古生代的变沉积-火山岩系组成，分别具有弧后扩张裂谷-洋盆和洋内弧、蛇绿混杂岩带。它们的存在突出反映早古生代是秦岭古洋盆发育的重要时期。而在前寒武纪变质岩块和早古生代蛇绿岩片强烈变形变质、并发育强烈岩浆活动的基底上，仅在断陷带内断续发育海陆交互相石炭—二叠系未变质-浅变质岩系。据曹宣铎(1990)和杨志华(1992)最新资料，北秦岭北带的云架山蛇绿岩中，已有可靠古生物证据分解出海相中、上泥盆统，很可能是北秦岭加里东运动之后泥盆纪发生伸展时在断陷带中形成的沉积体的残余片段。

C. 南秦岭构造带与前两带迥然不同。该带在中、上元古界变沉积-火山岩系基底上，震旦系—上三叠统长期保持以碎屑岩、碳酸盐岩为主体的沉积体系，但在上、下古生界间存在区域性平行不整合面，局部为角度不整合面(杜定汉，1986；曹宣铎，1990)。致使凤镇-山阳断裂以南发育志留系，其北至商丹-桐柏断裂间普遍缺失志留系和下泥盆统，中、上泥盆统有由南向北依次海侵超覆的总趋势。地球化学研究表明，南秦岭志留—泥盆纪细碎屑岩具有与北秦岭物源一致的地球化学特征(高山，1991)，而且秦岭区至今尚无泥盆纪之后存在洋盆的可靠地质证据。上述事实表明，志留—泥盆纪沉积期间，南、北秦岭间已无洋盆隔阻。另外，紧邻商丹断裂带南侧已解体出的弧前沉积杂岩系中，不同区段普遍夹有多层厚度不等的斜坡型扇三角洲沉积砾岩，自西向东如庞家河(厚达100m以上)、周至黑河的沙梁子、虎豹河、商州花园、丹凤武关等。它们呈东西向断续长距离分布于北秦岭之南。砾岩的砾石成分主要为脉石英岩、片麻岩、花岗岩及火山岩，其磨圆度较高。据此有理由认为，它们沉积时，北秦岭已成为隆起的蚀源区。

我们认为在上述不同构造单元中，由沉积建造表现出的客观事实，具有其内在的必然联系，反映了秦岭及其邻区的一期重大地质事件，即华北陆块及其南缘和北秦岭，从中奥陶世末开始，首先以华北陆块的大面积隆升为前奏，继之华北陆块南缘和北秦岭造山隆起(详见后述)，直到中晚泥盆世—早石炭世才接受沉积。该事件使北秦岭发生造山运动并增生于华北陆块南缘，其后二者同步发展，结束了华北陆块和北秦岭广大地区广泛海相沉积历史，开始了自晚古生代起的海陆交互、以陆相为主导的新的沉积过程。与此相对应，南秦岭受同一重大构造事件影响，其北部地区显著非造山隆升，而南部残留志留纪海盆(曹宣铎，1990)，在此基础上，自中泥盆世始南秦岭进入了完全不同于商丹断裂以北的以广阔海盆为特征的发展时期。综合不同构造单元沉积建造反映出的上述规律分析，该重大构造事件应发生于S—D_1期间，属早古生代末的加里东期。

从变质作用分析，北秦岭地区前石炭纪变质岩系普遍具有角闪岩相—绿片岩相的变质

作用，不同测年方法获得的同位素年龄资料的统计规律明显显示450—380Ma 的高峰值。近年来又取得了一批可靠的新数据，如西峡蛇尾秦岭杂岩下岩性段变质年龄为424.82±48.10Ma（Rb-Sr 法全岩，陈能松，1991），丹凤资峪变玄武岩Rb-Sr 法全岩年龄为447.8±41.5Ma（张国伟等，1988），桐柏斜长角闪岩、角斑岩的K-Ar 法年龄为391Ma、410Ma、412Ma、376Ma、440Ma（金守文，1988），南阳盆地西部变细碧岩K-Ar 法年龄为410Ma（翟淳等，1989），条山地区斜长角闪岩的黑云母K-Ar 法年龄为467Ma（王仁民，1989）。表明加里东期北秦岭普遍发生了一期构造-热事件。

北秦岭岩浆作用包含重要地质信息。岩浆作用受控于区域构造，其发育特征和时、空演化规律对于探讨造山带形成、演化具有重要意义。北秦岭加里东期中酸性岩浆侵入活动极为广泛，其时、空演化规律虽待深入研究，但据现有资料可以肯定加里东期花岗岩集中发育在北秦岭地区。据同位素年龄统计分析，可划分出已如前述的具俯冲背景的"S"和"I"型花岗岩类（500—420Ma）；另一类花岗岩的同位素年龄大致集中于420—380Ma 之间，如商州三十里铺、牛槽沟的混合花岗岩锆石U-Pb 法模式年龄为397Ma、398Ma（肖思云，1987），商州下铺中酸性岩体锆石Pb-Pb 年龄为416Ma、423Ma、424Ma（刘敦一，1988），商州-丹凤-商南地区普遍密集发育的花岗岩、伟晶岩的年龄值在512—415Ma 之间（栾世伟，1985）等，这些花岗岩很可能属碰撞型花岗岩类。结合前述变质年龄综合分析，二者极相吻合，代表了北秦岭区与秦岭再生洋俯冲、消碱、增生过程相应的岩浆作用和造山作用的构造-热事件。

依据沉积建造、变质作用和岩浆活动共同反映出的规律性，我们有足够的理由推断，北秦岭加里东期可能经历了弧-陆碰撞型造山作用。商丹断裂以南的非造山隆升及无加里东期花岗质岩浆活动，表明加里东期秦岭整体上未经历陆-陆碰撞性质的造山过程。

(2)北秦岭加里东造山带的结构、构造特征

包括华北陆块南缘和北秦岭在内的加里东造山带（图5-39），涉及不同地质体和不同构造带的复杂变形，它们分别具下述特征。

A. 商丹-桐柏俯冲消减-对接带

商丹-桐柏断裂带西起凤县白云，经板房子-沙沟-商州三十里铺-丹凤-商南向东没入南阳盆地，过盆地复出后经桐柏向东延（图5-1）。该带是由不同时期、不同性质、不同深度层次断裂错综交织、叠置重合的巨大复杂断裂系统组成的重要边界，综合反映了显生宙秦岭古洋壳沿该带俯冲-消减，南北陆块对接-碰撞，陆内强烈变形的复杂构造演化过程。断裂带南北早、晚古生代岩石建造和构造环境的差异显著，断裂带北侧不同区段中现今尚残留有早期糜棱岩带，并具有以长石的拉丝状和动态重结晶细粒化为特征的深层次韧性变形，产状向北缓倾斜（40°±），这些均反映了由北向南的逆冲作用。以上表明，早古生代商丹-桐柏带是秦岭古洋壳俯冲消减、北秦岭造山并增生于华北陆块南缘、华北陆块和扬子陆块对接的俯冲-消减-对接带。

B. 丹凤洋内弧蛇绿混杂岩带的变形变质特征

商丹断裂带北侧，由洋内弧蛇绿混杂岩为主组成的特殊岩相带，具有多期变形变质和岩浆活动特征。对不同区段的构造解析表明（以商州-柞水地区和丹凤资峪地区为例），它们可能经历了四期构造变形。第一期形成紧闭同斜褶皱和伴生的韧性剪切带，并遭受低角闪岩相变质作用；第二期以韧性逆冲作用为特征，伴之形成宽缓褶皱并产生相应的绿片岩相变质和动力退变质作用；第三期为韧性平移和动力变质作用期；第四期为脆性断裂作用期。在丹凤

地区，该地质体已被宽坪岩体（314.7Ma，K-Ar 法，严阵，1985）、高山寺岩体（310Ma，K-Ar 法，严阵，1985）和铁峪铺岩体（315Ma，K-Ar 法，严阵，1985）侵入，该类岩体具有碰撞型花

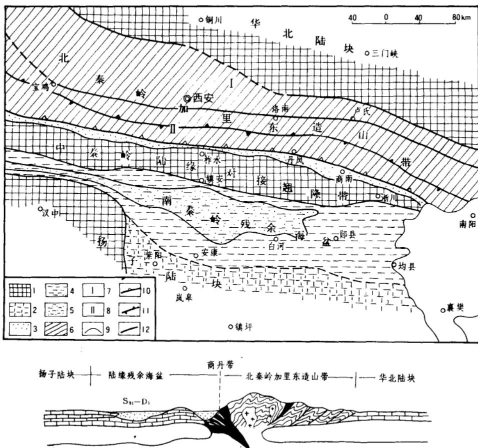


图5-39　东秦岭加里东期区域构造格架略图

1—古隆起区；2—推测古隆起区；3—残余海槽沉积区；4—晚志留世残余海盆沉积区；5—早泥盆世残余海盆沉积区；6—北秦岭加里东造山带；7—前陆褶断构造带；8—造山带根部变质、岩浆构造带；9—地质界线；10—断层；11—陆缘对接带；12—弧-陆碰撞带

岗岩的地质地球化学特征（骆庭川，1990；张成立，1989[1]。在商州南部，该地质体已部分混合岩化，并在混合岩中获得397Ma、389Ma 的锆石U-Pb 模式年龄（肖思云，1989），又在该区的变火山岩中获383±13Ma 的Rb-Sr 法变质年龄（张宗清，1992）。综合分析认为，该地质体中的第一期构造变形时间当在400Ma 左右，第二期和第三期应为同一构造作用的不同世代的构造变形，发生于300—320Ma 期间。在沙沟地区商丹糜棱岩带中测得的 219Ma（Rb-Sr 法，张国伟，1988）、211±8Ma（锆石U-Pb，张国伟，1988）年龄表明其为印支期构造的产

[1] 张成立，1989，丹凤地区商丹边界地质体内与北侧花岗岩体的成因及其形成构造环境，硕士论文。

物。我们认为，丹凤蛇绿混杂岩带是晚加里东期构造就位的岩片。

C. 秦岭基底-岛弧岩浆杂岩带的变形变质特征

依据大区域路线地质综合观察和典型区段的构造解析，可建立秦岭杂岩六期不同方式的构造演化序列（周鼎武，1988；张国伟等，1990），反映了它作为基底杂岩系在前寒武纪基底形成和显生宙被裹携入秦岭造山带形成发展过程中的复杂构造演化。秦岭杂岩中以深成钙碱系列花岗岩的广泛侵入、发育以花岗岩为核心的穹窿构造和区域中北西西向的宽缓背向形及高角闪岩相的变质作用为突出的构造特点。主要花岗岩的同位素年龄在450—380Ma之间表明变形变质作用发生在加里东期。

D. 白家店-纸房-商州-高耀-子母沟岛弧-大陆碰撞缝合带

西起凤县白家店向东经户县纸房、商州、高耀到豫西子母沟的巨大断裂带，是秦岭杂岩与其北侧的云架山-二郎坪裂谷火山岩和蛇绿混杂岩间的分界断裂。因其经历了长期复杂的构造运动，其实际上是由不同时期、不同产状、不同性质和深度层次的断层组合而成的。最突出的是在河南西峡-镇坪地区，秦岭杂岩北界从五里川到马山口以东，乃至东延的桐柏-信阳地区，是由所谓的“子母沟组”砾岩为主要代表的韧性剪切混杂岩带组成（王润三，1989；索书田，1990）。该带走向近东西，向南缓倾斜，带内小构造均指示自南而北的逆冲。但它向西在商州、高耀一带，被晚期向南逆冲的韧脆性断裂改造，而在户县涝峪纸房一带又有较好出露（图5-40）。该区段秦岭杂岩低角度（40°±）逆冲于中、上泥盆统之上，二者又逆冲于下古生界斜峪关群变沉积-火山岩之上。断裂带规模大，结构构造复杂，具显著多期性。断裂带向南缓倾，由长英质和钙质两类糜棱岩组成。长英质糜棱岩以石英的动态重结晶和长石的眼球状残斑及局部亚颗粒化为特征，为早期的深层次韧性逆冲变形产物。钙质糜棱岩具有宏观发育透镜状结晶灰岩残块和拉丝状构造及复杂揉皱的特点，显微构造具方解石动态重结晶特征（为晚期浅层次脆—韧性变形所致）。早期的长英质糜棱岩与子母沟韧性剪切混杂岩具相同产状和变形特征，由子母沟韧性带形成时期为加里东晚期（索书田，1990），并结合区域构造特征分析，它们很可能代表了早古生代末沿该带弧后扩张海盆的俯冲-消减-碰撞缝合作用，应是秦岭岛弧系与华北地块的碰撞缝合带的产物。

E. 云架山-二郎坪裂谷沉积-火山岩、蛇绿混杂岩带的变形变质特征

该带在河南西峡北部地区出露最为广泛，变形特征明显。不同研究单位在不同区段实测的地质剖面显示，新生的透入性面理向南倾斜，并可由变余层理产状确定褶皱构造形态为南倾北倒的紧闭倒转褶皱（图5-41），因此，该套岩系实际为褶皱、断裂造成的复杂岩片叠置体。变质相为低角闪岩相和高绿片岩相。该地质体与其南侧的子母沟韧性剪切带具一致的构造倒向，表明它们经历了相同的构造作用。

F. 陆缘海盆沉积体系的构造变形

宝鸡-洛南-栾川断裂以北的华北陆块南缘地区，发育中上元古—下古生界陆源碎屑、碳酸盐沉积体系，总体缺失志留系—下石炭统。该带前石炭—二叠系构造面貌可据鄂尔多斯盆地西南缘、小秦岭地区的构造研究加以说明。

鄂尔多斯盆地西南缘地区，包括陇县西北的背锅山地区和麟游-永寿-嵯峨山地区。

在陇县背锅山地区，车福鑫（1965）作过扎实的基础地质工作。该区晚元古代、早古生代地层出露较全，其基本构造面貌应形成于加里东期，并受到后期以断块作用为主要特征的构造叠加改造（图5-42）。褶皱主要呈北西-北西西向，较宽缓，轴面向南西—南南西陡倾，是

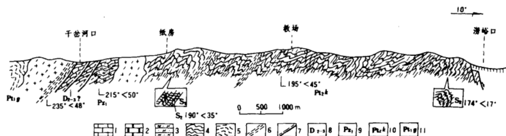


图5-40　卢县涝峪-纸房路线地质剖面图

1—灰岩；2—大理岩；3—绿片岩；4—各种类型片岩；5—云斜片麻岩；6—糜棱岩带；
7—钙质糜棱岩带；8—中、上泥盆统；9—下古生界；10—中元古界宽坪群，11—下元古界秦岭群

以弯滑褶皱作用为特征的浅层次构造。

麟游-永寿-嵯峨山地区的构造特征如第四章所述，二叠系区域性角度不整合之下的晚前寒武纪—早古生代地层经历了地壳浅层次强烈构造变形和轻微变质作用，形成既无结晶基底卷入，又无岩浆侵入的由沉积盖层组成的加里东构造带。该构造带由较宽缓褶皱和规模较小的千糜岩、钙质糜棱岩带构成弱变形区，与由规模较大的千糜-钙质糜棱岩带和紧闭倒转乃至平卧褶皱组成的强应变带有机镶嵌，显示自南而北的推冲作用，应为基底与盖层滑脱的薄皮构造带。它向西与陇县北部背锅山地区相接，向南、向东延入渭河地堑基底，并与小秦岭相连。需特别指出的是，鄂尔多斯盆地西南缘的前二叠纪构造格局，与仅隔渭河新生代地堑相对的南部，即眉县-周至-户县之南的秦岭北坡宽坪群的构造特征极为相似(图5-40)。眉-户区段，秦岭杂岩以向南缓倾斜的逆冲断层叠置在斜峪关变沉积-火山岩系之上，它们又以断层关系叠置在宽坪群之上。宽坪群则显示出多期复杂变形，突出表现为多期透入性面理的叠加置换。现今的基本构造特征是新生片理发育，褶皱形态为紧闭倒转褶皱，透入性轴面流劈理和韧性逆冲断层亦较发育，产状南倾北倒。变质相达高绿片岩相。与鄂尔多斯盆地西南缘沉积盖层的构造相比较，二者显然具有统一的构造作用方式和相似的构造组合样式，差别仅在于形成深度层次不同。鄂尔多斯盆地西南缘沉积盖层具地壳浅层次变形，同时期秦岭北坡宽坪群则为前震旦纪基底岩块的韧性再造，显示地壳中—深层次的变形特征和相应的变质作用，代表了统一造山带的不同构造层次的基本构造面貌。若将渭河地堑新生代沉积剥去，恢复断陷基底原貌并剔除燕山期变形的影响，则加里东期基底构造格局可清晰恢复，即由鄂尔多斯盆地西南缘前二叠纪沉积岩系的浅层次薄皮构造，向南递变为北秦岭变质杂岩的中、深层次厚皮构造。该特征向东延与小秦岭地区乃至北秦岭地区均可作横向对比。

小秦岭地区，包括陕西的洛南和河南栾川地区。

该地区由前石炭纪沉积地层组成的加里东薄皮构造带可能局限于洛南-栾川断裂和石门-马超营断裂之间，大致相当于任纪舜等(1981)所划的北秦岭加里东冒地槽带，与张维吉等(1990)所称之过渡带相一致。

该区因后期构造的强烈改造，古老地块(太华杂岩块、熊耳群)的复杂抬升，早古生代沉积岩系仅见寒武系，可能残留有奥陶系(王战，1985)。包括以陶湾群和栾川群为代表的晚元

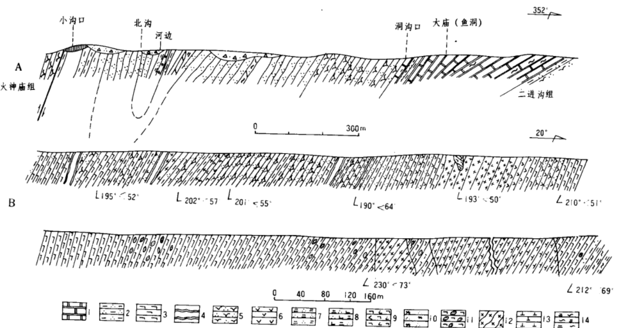


图5-41　二郎坪变沉积-火山岩系实测剖面图

A—河南西峡二郎坪乡大庙组实测剖面(据河南区测队,王润三等人资料略有修改,1989);B—河南西峡军马河火神庙组实测剖面(王润三等,1989)。1—大理岩;2—黑云石英片岩;3—变细碧岩;4—变硅质岩;5—变石英角斑岩;6—变角斑岩;7—二云母石英片岩;8—含黄铁矿钙质石英岩;9—变细碧玢岩;10—阳起石英岩;11—枕状变细碧岩;12—变辉绿岩;13—变闪长岩;14—含十字石、石榴石、硬绿石二云母片岩

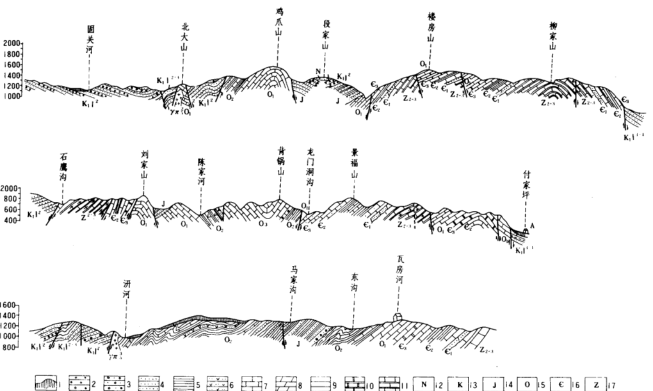


图5-42 陇县背锅山地区主要地质剖面

(据车福鑫1965资料)

1—第四系黄土;2—砾岩;3—砂砾岩;4—砂岩;5—页岩;6—火山凝灰岩;7—灰岩;8—泥质灰岩;9—灰质白云岩;10—燧石条带硅质白云岩;11—燧石团块条带硅质白云岩;12—上第三系;13—白垩系;14—侏罗系;15—奥陶系;16—寒武系;17—震旦系

古—早古生代变沉积岩系，均具多期构造叠加改造特征。加里东期构造呈残留状，但仍可筛分。

小秦岭地区陆相二叠系与下伏的陶湾群呈显著角度不整合关系（图5-43）。陶湾群变质相为低绿片岩相，发育相互叠加、置换的多期面理（张维吉，1988、1989；王作勋，1985），区域透入性面理北倾南倒，与该区宽坪群的构造倒向一致。陶湾群形成时代为682—569Ma（张宗清，1991），并有421Ma的全岩Rb-Sr法年龄和396.6Ma、393.5Ma的黑云母K-Ar年龄（张维吉等，1988），可视为变质年龄。宽坪群形成于1400—1000Ma（张寿广，1991）。其中的变酸性侵入体单颗粒锆石Pb-Pb法年龄为416、423、423Ma，角闪石$^{40}Ar-^{39}Ar$法年龄为324±3Ma（张寿广，1991），黑云母$^{40}Ar-^{39}Ar$法年龄为327±7Ma（许志琴，1988）等数据，分别代表加里东期（420Ma±）、早海西期（320Ma±）构造变形的时间。现今的北倾南倒的透入性面理被二叠系地层不整合覆盖，推断其为早海西期构造产物，因此其中应残留加里东期的变形构造。据前人资料（张维吉等，1988）以及笔者对洛南李家台、永丰芋园沟、洛南北沟和页山河等地的路线地质观察，本区的陶湾群中残留以变余层理为运动面形成的不同类型褶皱。例如商州辋峪保留南倾北倒的紧闭褶皱（图5-44A），栾川鱼库沟陶湾群中可恢复早期平卧褶皱（图5-44B）等。由其几何学特征可知，早期构造很可能也具南倾北倒的构造倒向，它们现今的北倾南倒的构造面貌显然系早海西期构造叠加改造所致。结合其南部二郎坪变沉积岩系和蛇绿混杂岩系的构造面貌分析，早期的加里东期构造，应具向南倾斜的一致构造倒向，显示了统一的动力学机制。

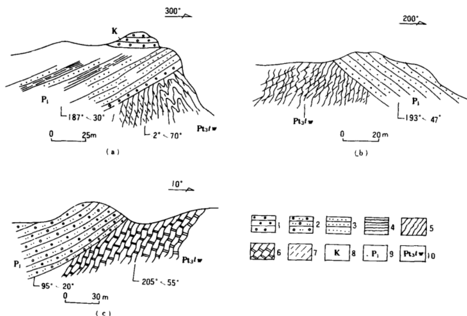


图5-43　小秦岭地区不同区段二叠系与陶湾群接触关系素描图

a-洛南窑底沟；b—洛南李坪—黑风山；c—洛南景村庙儿岭

1—砾岩；2—含砾砂岩；3—砂岩；4—砂页岩；5—绢云绿泥石英千枚岩、钙质千枚岩、片理化大理岩；6—片理化石英大理岩；7—劈理；8—白垩系；9—二叠系；10—陶湾群

综合分析华北陆块南缘和北秦岭构造带不同类型地质体的上述多种地质作用，可建立起北秦岭加里东造山带的如下基本构造格架。

北秦岭加里东造山带分布于商丹断裂带之北，现今主要由华北陆块南缘的薄皮构造带和北秦岭的厚皮构造带共同组成。华北陆块南缘薄皮构造带，西起陇县背锅山，向东经千阳-麟游-永寿-嵯峨山，大致沿泾川、富平以南呈北西西向延入渭河地堑。渭河地堑基底应是其相应组成部分，并与隔渭河地堑东延的小秦岭区相连，组成由前石炭-二叠系强变形、浅变质沉积岩系以地壳浅层次的褶断作用为特征的构造组合。北秦岭区则是以秦岭基底杂岩系的活化卷入，晚元古—早古生代沉积-火山岩系和蛇绿混杂岩的复杂变形，总体变质程度达高绿片岩-角闪岩相，向东出现麻粒岩相并发育多期次、不同类型岩浆侵入等地质作用为特征的厚皮构造带。它们南北成带、平行延伸，呈不同构造层次叠置，组成构造特征协调配置的加里东造山带。推测北秦岭应是由商丹断裂逆冲抬升的地壳深层次产物。该造山带的形成应是典型的弧-陆碰撞型造山带，经历了如下可能的形成过程。

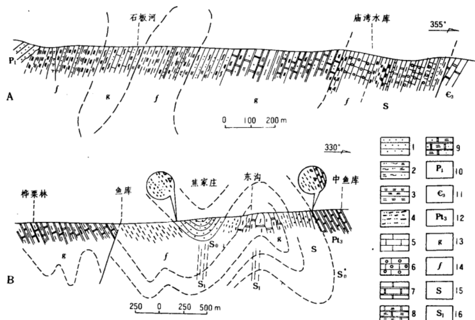


图5-44　陶湾群不同区段剖面图

A—商州鞴峪庙湾水库-石板河实测剖面(据何海之等1991资料稍有改动)。

B—栾川中鱼库-鱼库沟路线地质剖面(据张维吉1989资料稍有改动)。

1—砂岩；2—绿泥石英片岩；3—绢云碳 质千枚岩；4—含碳钙质绢云绿泥千枚岩；5—大理岩化细-粗晶灰岩；6—片理化含砾大理岩；7—大理岩；8—片理化大理岩；9—片理化砂质大理岩；10—下二叠统；11—上寒武统；12—上元古界；13—陶湾群秋木沟组；14—陶湾群凤脉庙组；15—陶湾群三岔口组；16—新生面理

奥陶纪初，秦岭区商丹断裂以北已发展成沟-弧-盆系，成为华北陆块南部活动大陆边缘。中奥陶世商丹断裂一线秦岭洋壳向北俯冲，消减加剧，促使二郎坪弧后盆地向秦岭基底-岛弧系和华北陆块下俯冲，导致华北陆块于中奥陶世逐步抬升(此期中亚-蒙古洋向南

的俯冲亦起作用,赵重远,1990)。该过程进一步发展,于志留纪—早泥盆世期间,终使由前震旦纪基底杂岩活化而成的基底-岩浆岛弧系与华北陆块碰撞,形成以弧-陆碰撞为特征的加里东期造山带,使北秦岭造山隆升并增生于华北陆块南缘,结束了商丹断裂以北包括华北陆块和北秦岭构造带在内的广大地区早古生代的广泛海侵历史。显然,华北陆块南缘的薄皮构造带,应是加里东造山带的前陆褶断带(图5-39)。

同时期的南秦岭并未同步造山,这一点可由下述事实证实:其一,商丹断裂带南侧现已确定的弧前沉积杂岩系并不是与丹凤变沉积-火山岩系呈不整合关系的磨拉石建造,而是前石炭纪的不同时代深水相、斜坡扇三角洲相等不同环境沉积物的构造混杂体;其二,凤镇-山阳断裂以北显示为非造山隆升,且包括整个南秦岭在内,至今无加里东期花岗岩浆活动的记录;其三,凤镇-山阳断裂之南的南秦岭区,早古生代和晚古生代的沉积过程基本上是连续的。因此我们认为,在加里东秦岭再生洋盆俯冲、消减,商丹以北以弧-陆碰撞方式造山的情况下,南秦岭被动陆缘已与北秦岭接近,沿商丹一线处于若即若离的不规则对接状态,并因此造成南秦岭北部被动陆缘海翘起隆升。商丹一线除断续保留残余深海槽外,不排除有局部的、小范围的残余洋盆。凤镇-山阳一线之南,发育具一定规模的残余海盆(图5-39)。

联系北秦岭西延的祁连山构造带的形成演化过程(李春昱,1978;左国朝,1987),祁连山与秦岭结合部位(天水-宝鸡)取得的新成果(金符实,1992;胡建民,1992),以及笔者在吴汉泉先生带领下,沿肃南县到祁连县再到武威的多条路线地质观察,认为祁连山无疑是加里东造山期形成并增生于华北陆块南缘的加里东造山带,与北秦岭有相似的形成发展过程,二者应属统一造山带,但又各具特色。

祁连山构造带位于秦岭带向西北延续的喇叭状撒开端,变形相对较弱,保留了地壳较浅层次的地层岩石组合。该带内洋壳、岛弧不同环境蛇绿混杂岩、裂谷火山岩、岛弧火山岩、深水浊积岩、浅海沉积岩及造山磨拉石沉积等不同类型岩石建造一应俱全,并发育代表俯冲-碰撞的不同时期高压变质的榴辉岩和蓝片岩带(吴汉泉等,1980、1982、1984、1991、1993),建造与构造面貌比较清楚。可恢复祁连山加里东造山的连续发展演化过程。

东秦岭带恰位于华北陆块和扬子陆块对挤、强烈变形的喇叭状紧缩地区,变形、变质和岩浆活动均强烈而复杂,加之隆升剥蚀剧烈,岩石具地壳深层次固态流变再造面貌,研究难度大。因此,祁连和北秦岭构造带相对比,应该说它们是统一造山带沿走向延伸所反映的不同深度层次的构造带。综合研究它们之间的规律性和特殊性,对于探讨中国大陆造山带和大陆地壳的形成演化,应具重要的理论意义。

总之,祁连-秦岭山系加里东期的造山作用,自成体系,独具特征,是该山系显生宙地质演化时期不可忽视的重大构造事件之一,也是华北陆块南部地壳横向、纵向(岩浆作用)增生,使陆壳趋于成熟的重大地质事件,对其后华北陆块和秦岭带的地质演化有重要影响。

(三)泥盆纪南秦岭残余海盆的拉张扩展及早海西期的陆-陆斜向碰撞和陆内走滑造山作用

1. 中泥盆世秦岭区的拉张扩展作用

北秦岭加里东期造山之后,商丹断裂带以北增生的华北陆块和扬子陆块均处于隆升剥蚀状态,商丹一线残留断续海槽、局限洋盆,佛坪-镇安与略阳-旬阳之间则为残留海盆(图5-39)。中泥盆世在上述背景上,经历了拉张扩展的裂陷发育过程(图5-45)。

张维吉等(1988)通过对北秦岭地层系统的深入研究,首次提出了北秦岭有晚古生代海相沉积地层;曹宣铎等(1990)在研究秦巴地区泥盆纪地层时,除进一步肯定晚泥盆世海陆交

互相大草滩群地层，并认为它角度不整合于早古生代变沉积-火山岩之上外，还提出周至西骆峪，户县涝峪、首阳山及丹凤庚岭、卢氏官坡应有晚泥盆—早石炭世沉积地层；杨志华(1991)报道了在云架山火山-沉积岩系的碳酸盐岩片中的层孔虫化石，时代为泥盆纪；金守文(1990)也提出了卢氏汤河、西峡二郎坪沉积-火山岩系中可能有泥盆纪地层的观点。上述研究成果提供了北秦岭应发育泥盆纪沉积的可能性，其主要是海陆交互相与海相的碎屑、碳酸盐岩沉积。由其与下伏的变沉积-火山岩系呈角度不整合、平行不整合关系(曹宣铎，1990；金守文，1992)并呈狭窄断续线状带分布的现象分析，应为断陷带沉积产物(图5-45)。

紧邻商丹断裂带南侧的前述弧前沉积杂岩中，夹杂着中晚泥盆世的沉积岩片。陕西省区域地质调查队曾在太白磨坊沟采到植物化石(李世和，1964)，在商州砚池河北见有孢子化石，疑源类及虫颚。

南秦岭在早泥盆世继承志留纪残留海盆、并缓慢海侵的基础上，中泥盆世海水快速自西向东，由南向北海侵，开始了广泛的沉降期。凤镇-山阳断裂以北缺失志留系和下泥盆统，中、上泥盆统超覆其上，海侵持续到晚泥盆世早期(曹宣铎，1990)。中、晚泥盆世地层不仅断垒、断堑发育，沉积分异较大，区域岩相变化明显(图5-45)，而且同沉积断裂发育，海底喷流强烈，并形成规模较大的海底喷流层控的、后经改造的多金属矿田(张复新等，1991)。

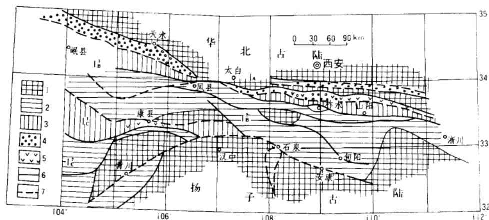


图5-45 秦巴地区泥盆纪古构造略图(据曹宣铎，1990)

I_A—北秦岭南缘断陷带；$I_B{}^1$—南秦岭北缘断陷带；$I_B{}^2$—南秦岭断块；$I_C{}^1$—摩天岭北缘断陷带；$I_C{}^2$—摩天岭断块。1—古陆；2—海相断块沉积；3—海相断陷沉积；4—陆相及海陆交替相沉积；5—火山岩带；6—同生断裂；7—后期或性质未定断裂

上述情况说明，加里东期之后，中泥盆世秦岭区曾经历了短暂的拉张扩展过程，并影响了北秦岭的部分地区，但其海侵范围主要限制在南秦岭区，向西秦岭及松潘、甘孜区撤开(图5-45)。

2. 早、中石炭世东秦岭区的陆-陆斜向碰撞和陆内走滑造山作用

石炭纪，东秦岭及邻区有如下值得重视的基本地质事实。

(1)沉积建造

早石炭世华北陆块仍处于长期隆升剥蚀状态，扬子陆块隆升为陆(图5-46)，沉积仅限于秦岭区。

东秦岭区早、中石炭世沉积分异显著，可划分出三个沉积岩相带(图5-47)。

北带　为陆相含煤沉积，零星出露于北秦岭西部区段，可见于凤县草滩沟、罗钵庵，太白县黄牛河、东山梁及周至柳叶河，统称草凉驿群(陕西省地质矿产局区域地质调查队，1982)。在其代表性剖面草滩沟和罗钵庵区段均采到丰富植物化石，这些化石的时代据不同学者(斯行健，1953；王德文，1956；李星学，1959、1963；邓宝，1979)和陕西区测队(1982)资料，被确定为早石炭世晚期—中石炭世(陕西省区域地质志，1989)，主体可视为中石炭世。主要为一套陆相粗碎屑含煤建造，具造山后的磨拉石建造特征，与下伏变沉积-火山岩系呈角度不整合接触。

中带　为海陆交互相含煤沉积和海相碎屑、碳酸盐沉积的复杂组合，断续分布于商丹断裂带南部的凤县核桃坝，周至小王涧，山阳二峪河，商州砚池河、黑山、闫村一带。

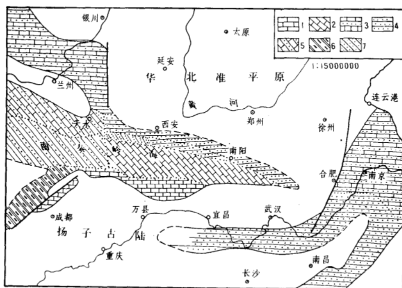


图5-46　东秦岭及邻区早石炭世古地理图(据王鸿祯等1985年资料改绘)

1—浅海碳酸盐组合；2—深海碳酸盐组合；3—滨浅海碎屑和碳酸盐组合；4—海陆交互含煤碎屑组合；5—深、浅海碎屑及碳酸盐组合；6—半深海硅泥质组合；7—浅海碎屑组合

据陕西省区域地质志(1989)资料，二峪河、砚池河等地的石炭系自上而下大体可分四个岩性段，即上部灰岩段、含煤碎屑岩段，下部灰岩段和砂、泥质岩段。含煤段见有丰富植物化石，陕西区调队509分队(1981)曾在砚池河石门沟的下部灰岩段采到介形虫、腹足类，并将其时代确定为早石炭世。该套地层在商州闫村除见有不稳定煤层外，还见到含砂石膏层，应为滨海沼泽的海陆交互相沉积。

小王涧的石炭系即下石炭统下东沟组，为一套浅海沉积，主要岩石类型有千枚岩、长石石英砂岩、粉砂岩、钙质粉砂岩、结晶灰岩、碎屑灰岩及砂板岩，无煤系地层。灰岩中含珊瑚化

石的时代为早石炭世(陕西区测队,1982)。

核桃坝地区碎屑-碳酸盐沉积组合的地层时代尚有争议。崔智林等(1992)从沉积环境、古生物组合等方面研究(主要依据牙形石,并结合䗴及其它古生物化石),将其二分为早、晚石炭世。并认为该剖面中的早石炭世沉积是以细砂岩、泥质灰岩和微晶灰岩为组合,可能形成于水深不大于50m的浅海环境;晚石炭世沉积则由灰岩、中-粗粒砂岩、细砂岩发展为角砾岩、砂砾岩、碳质板岩和砂岩。砂岩粒序清楚,水平层理发育,水体较深;砾岩成层性较好,砾石成分单调,为黑色粉、细砂岩,大小混杂,棱角明显,排列杂乱,为典型碎屑流沉积。砾岩中夹有具揉皱层理的砂岩、灰岩块体,具滑塌沉积特征,为断陷盆地沉积。上述表明,核桃坝区段石炭系沉积建造经历了由早石炭世的浅海相向晚石炭世较深水相沉积的转化过程。

中带的石炭系,除核桃坝区段可确定有晚石炭世外,其它区段尚无可靠资料确定有无晚于早石炭世的沉积。另外,该带的石炭系与周围的变沉积岩系(包括弧前沉积杂岩和泥盆系刘岭群)均呈断层分隔的岩片叠置关系。

显然,中带的早石炭世地层,具有沿走向岩石组合、沉积环境变化大的特点,显示其紧邻

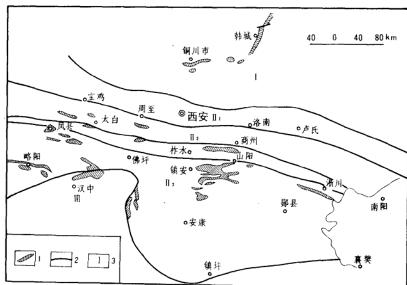


图5-47 东秦岭及邻区石炭系露头分布略图(据陕西区测队1982年资料改绘)

Ⅰ—华北陆块;Ⅱ—秦岭造山带(Ⅱ₁—华北陆块南缘构造带,Ⅱ₂—北秦岭构造带,Ⅱ₃—南秦岭构造带);Ⅲ—扬子陆块。1—石炭系露头;2—断层;3—构造单元分区

商丹断裂带的特殊区域背景、沉积环境的复杂性和区域构造发展的特殊性。

南带 为滨浅海相碎屑、碳酸盐岩沉积。大致分布于凤镇-山阳-淅川一线以南。该带石炭系上、中、下三统发育齐全,与上、下地层间除岩相有变化外,呈连续过渡沉积,为一套富含䗴、腕足、珊瑚、有孔虫、海百合等各类生物化石的滨浅海相碎屑、碳酸盐岩沉积。

东秦岭区早、中石炭世沉积建造的上述区域分布规律,可以排除后期区域走滑和逆冲推覆变形对它们宏观规律性的影响,并可作为恢复沉积环境变迁和古地理面貌的依据。推测东

秦岭区在经历中泥盆世短暂拉张扩展、断陷海盆已发展到北秦岭区之后，在晚泥盆世末，凤镇-山阳-淅川断裂之北，泥盆纪海槽、局部洋盆沿商丹一线开始闭合，海盆逐步萎缩。早石炭世商丹断裂以北的北秦岭整体隆升为陆，并沉积了以中石炭统为主的陆相磨拉石建造；商丹一线残余海槽闭合，同时商丹断裂发生大规模左行平移，形成由剪切走滑作用产生的拉分的断陷盆地，其中发育了不连续分布的海相、海陆交互相沉积；凤镇-山阳-淅川断裂带之南，依然保持沉积海盆面貌。沉积建造的上述分布规律，代表了在一期重要构造事件发展过程中在不同区域的不同沉积组合。

(2)早海西期构造变形

东秦岭带显生宙具复杂变形特征，但早海西期有其突出特点：以商丹带作为主应变带，扩展到两侧地质体，构成强变形带和弱变形区组合共置、挤压-走滑有序的变形系统。

A. 商丹断裂带的变形特征

如前所述，商丹断裂带是包括了脆性和韧性两大系列构造岩，具不同层次、不同性质的复杂断层系统。早海西期断裂作用，主要形成了规模巨大的左行走滑糜棱岩带。该糜棱岩带断续出露于凤县靖口关、柞水王家庄、商州任家台-贾岔-两水寺、丹凤-商南-富水等区段。

在丹凤-商南-富水区段，许志琴等(1988)将其称为丹凤韧性平移剪切带，认为大规模平移作用强烈改造了早期变形构造，是地壳深部(大于10km)的高应变带，具有塑性流变、剪切应变及叶理直立的宏观特征。剪切带内的宏观、微观构造均可证实左行平移剪切作用的存在，与笔者在该区段的商南窑沟剖面、商南北侧剖面、五里铺的马槽沟等地的野外观察和室内显微构造分析相一致。依据近剪切带南侧的变沉积岩中测得的云母片岩中的黑云母^{39}Ar-^{40}Ar法年龄(314±6Ma)，将其定为早海西期构造事件产物(许志琴，1988)。

B. 商丹断裂带和凤镇-山阳-淅川断裂带间地质体的变形变质作用

该区段被任纪舜等(1981)称之为礼县-柞水华力西冒地槽褶皱带，主要由商丹断裂之南的沉积杂岩系和刘岭群组成。

商丹断裂之南的沉积杂岩系代表了加里东期弧前沉积和加里东之后商丹一线残余海槽、局部洋盆的复杂沉积组合，具强烈复杂变形。其变形变质特征可由柞水营盘-商州黑山区段的构造解剖加以说明。

柞水营盘-商州黑山区段(图5-27)位于商丹断裂带之南，区内相关的主要地质体(秦岭杂岩块、丹凤变沉积-火山岩片、营盘-黑山变沉积岩片和刘岭群变沉积岩)均以断裂相分隔，构成复杂构造岩块岩片组合，具有强变形的突出特征。

周鼎武等(1992)对本区进行研究后，已筛分出早海西期两个世代的、具不同特征的构造组合。第一世代构造是以原始层理为运动面，由弯流褶皱作用形成的具显著塑性变形的中小型褶皱(图5-48)，及同时形成的新生流劈理(S_1)和相应的韧性剪切带。它们均呈残留状产出，据褶皱枢纽或向北西西缓倾伏，或向南东东缓倾伏，倾角在10°左右，轴面向北陡倾斜判断，应是近南北向挤压作用产生的构造变形。区内透入性新生面理(S_1)由绢云母、绿泥石、黑云母等片状矿物组成，变余层理发育，经历了绿片岩相变质作用。

第二世代的构造变形保存相对较好，由以下三种不同类型构造组成。

其一为区内三条主断层带(图5-27)，即范家沟-杨斜断层带、王家庄-任家台断层带和营盘-柏树坪断层带，均为规模较大的多期活动断层，但都突出显示左行韧性走滑特征。组成断层带的糜棱岩、千糜岩面理产状陡倾(50°—70°)，带内石英拉伸线理近水平产出，并可

见面理形成的不对称小褶皱，小褶皱枢纽产状直立或陡倾斜。糜棱岩和千糜岩中的S-C组构及长石残斑的旋转均说明断层带的左行走滑性质。

其二为三条主断层带之间所夹的地质体中的构造变形，除次级韧性剪切带外，同时见有以变余层理(S_0)和新生面理($S_1 \approx S_0$)为运动面形成的规模不一的枢纽陡倾斜、轴面近直立、轴迹北西-北西西的不对称背形、向形构造。规模大者，可由标志层(变余层理$S_0 \approx S_1$)和面理S_1的产状变化直接反映在构造纲要图上(图5-49)；规模小者为露头尺度的小型褶皱，主要发育在陡倾斜主韧性走滑带内和次级韧性走滑带内及其附近，或为连续的不对称宽缓褶皱(图5-50a)，或为不连续的紧闭褶皱(图5-50b)，后者往往发育新生劈理(S_2)，甚至将变余砂岩薄层切成斜列的“书斜”断片(图5-50b)。区域范围测得的该类褶皱的枢纽产状变化范围主要为280°—310°∠50°—70°(图5-50c)。上述现象反映的运动方向应以左行走滑为主，

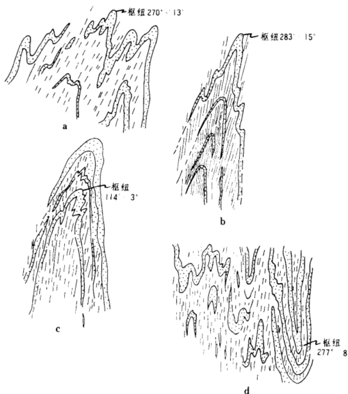


图5-48 柞水营盘-商州黑山变沉积岩片中的早期残留小褶皱(据照片素描)
a—商州黑山；b—商州砚池河北两岔；c—商州砚池河北牛槽沟；d—商州沙河湾南花园村

兼具一定斜冲性质。以上情况表明，本区由走滑断层所夹持的地质体实际上是在两侧走滑断层的左行剪切作用下发生构造变形的，变形以新生面理和变余层理的弯滑褶皱变形和劈理化作用为主，同时发育相应的次级韧性剪切带。

其三，本区丹凤变沉积-火山岩岩片中以普遍发育不同时期的长英质脉体和花岗伟晶

岩脉体为特征。在曹坪-黑山变沉积岩片中，主要发育石英脉，局部可见长英质脉，并具有与断层活动相关的分带性。上述现象表明两类地质体分属不同地壳深度层次，并具不同的发展

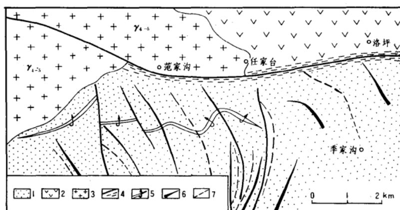


图5-49　商州任家台地区构造纲要图
（据陕西区测队1：50000黑山地区构造纲要图改绘）
1—曹坪-黑山变沉积岩片；2—丹凤变沉积-火山岩片；3—沙河湾二长花岗岩；
4—脆性、韧性断层；5—第一世代倒转背斜；6—第二世代背形；7—第二世代向形

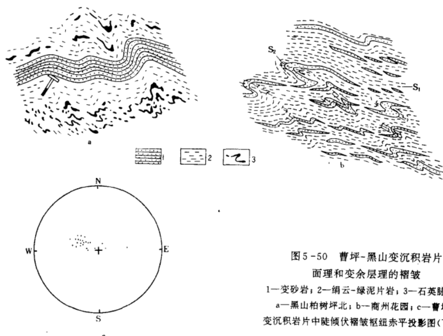


图5-50　曹坪-黑山变沉积岩片中
面理和变余层理的褶皱
1—变砂岩；2—绢云-绿泥片岩；3—石英脉。
a—黑山柏树坪北；b—商州花园；c—曹坪-黑山
变沉积岩片中陡倾伏褶皱枢纽赤平投影图（下半球）

演化历史。变沉积岩片中的脉体具有平行S_1面理发育的特征，石英脉常发育于富泥质的软弱岩层之中。本区脉体具四种不同的变形特征：①由断续石英脉体形成复杂的揉皱带，揉皱

具明显不对称性(图5-50a);②变形透镜状脉体呈雁行排列(图5-51a);③为脉体强烈变形成显著的不对称褶皱,并发育轴面劈理,同时脉体呈雁行排列(图5-51b);④为无根褶皱式脉体(图5-51c)。上述脉体变形,在几何学和运动学上的显著规律性,以及脉体褶皱枢纽的陡倾斜产状,反映了左行走滑的运动学特征。

第二世代构造变形产生的新生面理,包括韧性走滑带中的糜棱岩面理,也是因绢云母、绿泥石、黑云母等片状矿物的定向而形成的。韧性走滑带中,石英的动态重结晶作用和长石的粒内碎裂变形,均表明该世代构造可与绿片岩相变质作用相对应。根据本区两个世代变形变质作用推断,它们可能是同一构造事件由挤压转变为走滑作用过程中,同深度层次的构造变形产物。

C. 刘岭群的变形变质作用

发生于凤镇-山阳-淅川断裂之北的刘岭群中,产生了以弯滑、弯流作用为主要变形机制的一系列东西向轴面陡倾的较紧密的复式褶皱(许志琴,1988)。在此基础上,叠加左行走滑断裂,并伴生相应的褶皱变形。

据笔者等对柞水南部的龙脖子、丹凤月日滩和商南青山等地泥盆系的地质观察,这些区段均发育着不同类型的倾竖褶皱,并具不对称形态,同时发育相应的透入性片理、劈理,区域上呈近东西向带状分布。该类构造突出反映的是左行走滑构造,或是与走滑断层相伴生的构造,或者由此类构造本身组成的强烈的剪切走滑变形带,完全区别于由区域褶皱叠加变形形成的倾竖褶皱。

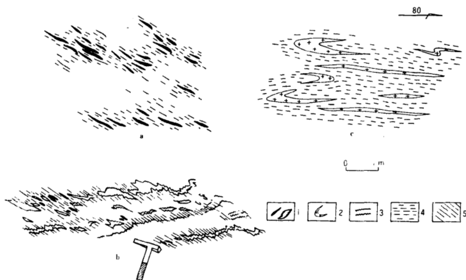


图5-51 不同区段脉体变形特征素描(据照片素描)

a—砚池河;b—黑山柏树坪北;c—牛槽。1—石英脉;2—长英脉;3—岩石成分层;4—片理;5—劈理

另外,东秦岭区沿商丹断裂带一线,南秦岭的变沉积岩系地层普遍存在与商丹断裂带的斜交关系,在凤县核桃坝、王家楞地区尤为突出(图5-52)。靖口关糜棱岩带也应是该期走滑

变形产物。

该期构造并不限于上述地区。联系宽坪群中见有324±3Ma（角闪石$^{40}Ar-^{39}Ar$法，张寿广，1991）和327±7Ma（黑云母$^{40}Ar-^{39}Ar$，许志琴，1988）的变质年龄，以及二叠系陆相沉积角度不整合于宽坪群、陶湾群之上，而且宽坪群和陶湾群是以由北向南的逆掩推覆作用为特征叠加改造先期构造，突出显示了早海西期碰撞阶段的挤压变形，推断早海西期构造-热事件大致影响了凤镇-山阳-淅川断裂之北、宝鸡-洛南-栾川断裂之南的东西一带，并经历了早期挤压、晚期左行走滑的两个世代的构造变形过程。

（3）岩浆活动

东秦岭区的海西期岩浆活动比较活跃，大致可分成造山期花岗岩和造山期后花岗岩两个时期、两种类型。

造山期花岗岩，同位素年龄在300Ma±，其分布只限于北秦岭区，代表性岩体有商丹地区的高山寺岩体（310—322Ma，黑云母K-Ar法，严阵等，1985；283Ma，黑云母K-Ar法，张秋生，1980）、铁峪铺岩体（315Ma，黑云母K-Ar法，严阵等，1985；296Ma，黑云母K-Ar法，张秋生，1980）、宽坪岩体（315Ma，黑云母K-Ar法，张秋生，1980；314.7Ma，黑云母K-Ar法，严阵，1985），蟒岭岩体（291±14Ma，全岩Rb-Sr法，骆庭川，1989）等。它们主要为黑云母二长花岗岩和黑云母花岗岩。据骆庭川等（1989）对蟒岭、宽坪、高山寺和铁峪铺等岩体的地质、地球化学特征的研究，该类岩体与围岩呈整合或混合过渡关系，为原地或半原地花岗岩，大多铝过饱和，SiO_2含量多数大于70%，LREE/HREE值均在9以上（HREE亏损型），属同碰撞的“I”型花岗岩。这也与岩体平行造山带延伸方向呈线状分布，并已显著糜棱岩化的特征相吻合。

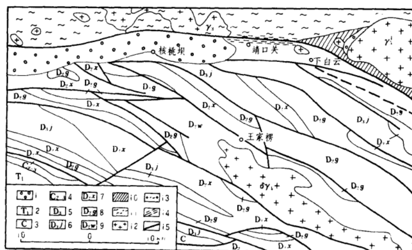


图5-52　靖口关-王家楞地区地质略图（据1:50000陕西地质图，稍有改动，1989）
1—下白垩统；2—下三叠统；3—石炭系；4—中、上石炭统；5—上泥盆统；6—上泥盆统九里坪组；7—中泥盆统星红铺组；8—中泥盆统古道岭组；9—中泥盆统王家楞组；10—丹凤变沉积-火山岩岩片；11—秦岭杂岩；12—花岗岩；13—片麻状花岗岩；14—韧性剪切带；15—断层

造山期后花岗岩(260Ma±)的分布不限于北秦岭,在南秦岭北部也有出露,如东江口岩体群(其中柞水岩体Rb-Sr法全岩年龄为264Ma,骆庭川等,1989)、宝鸡岩体(262±16Ma,全岩Rb-Sr法,骆庭川等,1989)以及老城、太白西坝岩体(285Ma,全岩Rb-Sr法,严阵,1985)等。该类岩体或呈等轴状,或呈不规则状,无定向组构,与围岩呈显著侵入接触关系。主要岩石类型有石英闪长岩、石英二长岩和黑云母二长花岗岩等。属造山期后隆起环境下形成的花岗岩类。上述两种类型的花岗岩是在同一造山作用过程中形成的。

(4)早海西期造山作用讨论

依据东秦岭区石炭纪的沉积建造特征、地质体的变形变质和岩浆作用特征,并从多种地质作用的密切相关性进行综合分析,我们认为,东秦岭区早海西期经历了陆-陆斜向碰撞和陆内左行走滑的造山作用过程。

加里东期北秦岭以弧-陆碰撞方式造山增生于华北陆块南缘之后,秦岭再生洋盆并未完全闭合,可能在商丹一线残留海槽乃至局部洋盆,凤镇-山阳断裂以南发育残留海盆。中泥盆世经历了短暂拉张伸展过程,海水自西向东、自南而北侵入,已在北秦岭发育断陷海盆。晚泥盆世秦岭泥盆海逐步萎缩,开始了发生于早、中石炭世的造山作用。

晚泥盆世东秦岭泥盆纪海的萎缩可能反映了华北陆块和扬子陆块的聚拢,并造成海槽和残留局限洋盆沿商丹一线的封闭、陆缘对接碰撞及沉积体的变形,海水则向南退缩。凤镇-山阳断裂之北早石炭世已转为以海陆交互相为主,局部残留海相沉积,并在商丹断裂左行走滑背景下,产生拉分的断陷盆地,发育海相沉积(如核桃坝、小王涧的早世炭世沉积)。沉积岩系的早期褶皱、断裂变形,北秦岭区变质地体中发育的320—300Ma期间的同造山岩浆作用和构造-热事件,正是这一造山过程在沉积建造、构造变形、变质作用和岩浆活动不同方面的综合反映。

随着这一进程的持续,华北陆块和扬子陆块的陆缘对接-碰撞则转为陆内大规模的左行走滑变形,形成以商丹带为主的走滑带,伴生强烈的变形变质作用,并产生中、晚石炭世的磨拉石建造。同时正是由于沿凤镇-山阳-淅川断裂带的左行走滑转换作用,使其南部保持残留的陆内浅海盆地并向印支海盆过渡。而在凤镇-山阳-淅川断裂以北不局限于北秦岭带发育造山期后花岗岩的事实,不仅为确定早海西期造山作用提供了佐证,同时也标志着该断裂以北已结为统一陆块。

基于上述分析,我们认为,早海西期是东秦岭区以陆-陆斜向碰撞和陆内走滑造山作用为特征的构造时期,至此,东秦岭完全进入了陆内演化时期,也标志着中国东部统一陆块已经初步形成。

(四)晚古生代—中生代东秦岭及邻区不同类型沉积盆地的形成发展和印支期—燕山期陆内造山作用

1. 东秦岭及邻区中石炭—早二叠世的裂陷-沉降作用

早海西期之后,华北古陆和扬子古陆块已结成中国东部统一陆块,并从晚石炭世开始,由于中国东部陆块西南与形成发展中的特提斯本部洋域相接,东邻古太平洋特提斯洋域(图5-53),因而经历了沿秦岭带的拉张裂陷和中国陆块整体的大面积沉降阶段,在东秦岭及相邻地区的不同构造单元,形成了不同类型的沉积盆地,沉积分异明显。

(1)秦岭区

秦岭区在早、中石炭世残余的南秦岭海盆基础上,晚石炭—早二叠世裂陷,形成古特提

斯主洋盆北部的特提斯分支洋盆(向中国东部陆块内伸进),即呈东西向延展的裂陷海槽(图5-53)。它西与"松潘-甘孜"古特提斯域相接,向东可能与古太平洋特提斯连通,经历了晚石炭—中三叠世海相沉积演化历史。

据许志琴等(1992)对松潘-甘孜造山带的研究,松潘-甘孜带实际上是特提斯洋域的重要组成部分。它开启于古生代末至中生代早期,于晚三叠世至中侏罗世闭合,属古特提斯造山系。该带的这一开合过程恰与秦岭区晚石炭—中三叠世的地质史实相吻合。

殷鸿福、曹宣铎等(1992)认为,秦岭区是石炭—三叠纪的裂陷带,且该裂陷带在西秦岭表现突出。业已证实,西起甘肃冶力关、下加岭,经礼县至陕西镇安一线,发育以碳酸盐碎屑

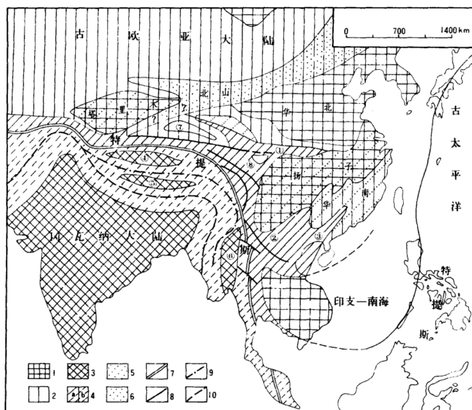


图5-53 亚洲特提斯简图(二叠、三叠纪,据任纪舜等,1990)

欧亚大陆:1—前震旦纪克拉通及地块;2—古亚洲体系的古生代造山带(包括兴凯、加里东、华力西)。冈瓦纳大陆:3—前寒武纪古拉通及地块;特提斯海区:4—特提斯本部(a—欧亚南缘北特提斯带,b—冈瓦纳北缘南特提斯带);5—北特提斯浅水海域;6—并入北特提斯的蒙古残余地槽(内蒙—吉黑残余地槽);7—特提斯主洋盆带;8—特提斯次(小)洋盆带;9—特提斯深水裂陷带(侏罗纪开始出现大洋型地壳);10—特提斯深水裂陷带(晚侏罗或白垩纪初开始出现大洋型地壳)。

说明:因无充分之古地磁数据,大陆以现在位置示意标出,洋盆以蛇绿岩出露之位置示意标出。①秦岭;②右江;③钦州;④羌塘地块;⑤念青唐古拉地块;⑥掸泰地块;⑦柴达木地块;⑧若尔盖地块

流为代表的石炭纪裂陷带。沿甘肃合作近东西一线，存在由碎屑流砾屑灰岩-浊积岩-深海盆地相泥岩组合为特征的二叠纪裂陷带。据此并结合西秦岭留凤关群的三叠系复理石建造，中晚石炭世至中三叠世在东秦岭区发育浅海碎屑-碳酸盐岩沉积，至今无地质资料证明有大洋残迹及其它相应构造环境残迹保留(图5-54、5-55、5-56)，以及晚二叠世沉积盆地已开始逐步萎缩等事实，可以认为东秦岭区中石炭—早二叠世是主要的拉张裂陷时期，发育裂陷海槽但未形成洋盆。

(2)华北区

华北区整体于中、晚奥陶世隆升，一直到早石炭世均处于剥蚀夷平的准平原状态，中石炭世开始接受以滨海沼泽相含煤碎屑夹碳酸盐组合为主要特征的沉积。本溪组厚度及所夹海相灰岩层数由北向南、向西递减，表明海水主要来自东北(杨森楠等，1982；马文璞，1991)；太原组地层相变趋势则相反，晚石炭世到早二叠世(图5-54、5-55)海相地层由南往北减少(马文璞，1991)，海水有由东南向西北侵进的总趋势。上述情况表明中石炭世海侵与秦岭海无关，晚石炭—早二叠世海侵才与秦岭海有联系，但似乎与古太平洋特提斯联系更为密切。

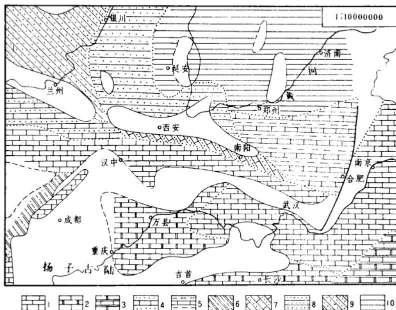


图5-54　东秦岭及邻区晚石炭世古地理图(据王鸿祯等1985年资料改绘)

1—浅海碳酸盐组合；2—滨浅海镁质碳酸盐组合；3—浅海含硅质及镁质碳酸盐组合；4—浅海碳酸盐及碎屑组合；5—近海盆地下部含煤碎屑，上部碳酸盐组合；6—半深海含硅质碎屑及碳酸盐组合；7—浅海碎屑及碳酸盐组合；8—海陆交互相含煤碎屑组合；9—海陆交互相含煤碎屑组合；10—海陆交互相含煤碎屑夹碳酸盐组合

二叠纪华北区总体已逐步隆升转为内陆盆地(称华北盆地)，早三叠世逐步萎缩(图5-56)，至晚三叠世已具鄂尔多斯盆地的雏形(图5-57)。

上述情况显示了华北区中石炭-晚三叠世，由滨海沼泽向内陆盆地的渐进演化过程，反

映以陆相为突出特征的沉积面貌。

需要说明的是，鄂尔多斯盆地西部邻接的贺兰山－六盘山地区，同时期则是在祁连－秦岭加里东弧－陆碰撞造山的向北挤压的背景下，沉积了泥盆系磨拉石建造和下石炭统浅海、泻湖相沉积，中石炭世再次拉张形成碰撞裂谷，沉积了巨厚（厚达3000m以上）的中石炭世潮坪沉积（汤锡元等，1992），晚石炭世沿天水－宝鸡南北一线与秦岭古特提斯海槽沟通，并在鄂尔多斯盆地西南缘发育下三叠统刘家沟组的海相沉积。此时鄂尔多斯盆地西南缘是南隆北降的特提斯北部的局限滨浅海盆。

（3）扬子区

中石炭世至晚三叠世，扬子区与华北区明显不同，它是在早石炭世残余海盆基础上继承发展起来的广阔陆表浅海（图5－54、55），并逐步转为早三叠世的蒸发海（图5－56）和晚三叠世的近海内陆盆地（图5－57）。

综合上述，我们认为，中石炭—晚三叠世，东秦岭及邻区岩相建造和古地理概况有如下突出特征。

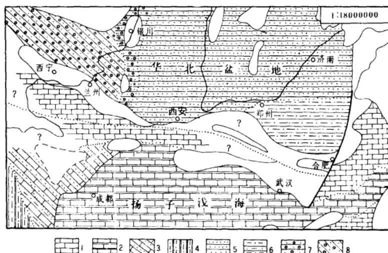


图5－55　东秦岭及邻区早二叠世栖霞期古地理图（据王鸿祯等1985年资料改绘）

1—浅海碳酸盐为主的组合；2—滨浅海碳酸盐组合；3—深、浅海碳酸盐为主夹碎屑组合；4—半深海硅质碳酸盐及碎屑组合；5—内陆开阔盆地含煤碎屑组合；6—内陆盆地河湖碎屑组合；7—内陆山前盆地含煤碎屑组合；8—内陆及山前碎屑组合

A. 中石炭—早二叠世，东秦岭及相邻的华北区和扬子区是（统一中国东部陆块）受区域古特提斯洋形成、发展影响的裂陷－沉降区。它们的沉积建造明显受西南部特提斯本部和东部古太平洋特提斯控制：扬子区为古特提斯域的陆表浅海、华北区应是朝向古太平洋特提斯和秦岭特提斯的滨海沼泽区，秦岭区则为二者间的裂陷海槽区。

B. 晚二叠世中国东部陆块区在总体隆升的背景下，华北区已转为广阔内陆盆地，扬子区转为蒸发海。至晚三叠世，秦岭海槽造山封闭，华北区与扬子区均萎缩成各自独立的内陆盆地，但明显具有北北东成带的区域分布规律（图5－57）。这一区域格局的形成除主要与沿

秦岭东西一线的强烈挤压的陆内造山作用有关外，可能还与中国东部陆块东邻的古太平洋特提斯的俯冲作用有关，这一点有待进一步证实。

2. 东秦岭区印支—燕山期陆内造山作用

东秦岭印支期造山作用是众所公认的一期重大构造事件，不仅全面结束了东秦岭区长期的海相沉积历史，同时也奠定了东秦岭造山带的初步格局。

从板块构造理论分析，东秦岭印支期造山作用被不同学者赋于了不同的大地构造含义，或认为是古特提斯洋消减闭合的碰撞造山带(Sengor，1985)，或将其视为陆-陆叠覆造山带(任纪舜，1991)和陆内滑脱-陆内俯冲造山带(许志琴等，1988)等。

依据前述东秦岭及邻区的岩相古地理特征分析，我们认为石炭纪—中三叠世，东秦岭区已无可靠证据证明有洋盆发育，印支期应为陆内造山时期，以强烈的挤压变形为突出特征，表现为华北陆块和扬子陆块沿秦岭活动带的强烈对挤，扬子陆块俯冲于华北陆块之下，造成陆-陆叠覆，形成现今北秦岭和南秦岭中规模巨大的多层次拆离滑脱、推覆叠置。该期变形延续到燕山期，并在燕山期达到最高潮。"实际上，秦岭地区从印支开始的中生代造山作用是在燕山旋回才最终完成的"(任纪舜，1991)。

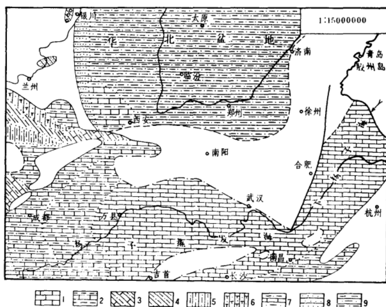


图5-56　东秦岭及邻区早三叠世古地理图(据王鸿祯等1985年资料改绘)

1—浅海碳酸盐组合；2—陆表海碎屑、碳酸盐组合；3—深浅海砂泥质、钙质复理石组合；4—边缘海砂泥质复理石组合；5—半深海砂泥质复理石组合；6—浅海砂泥质复理石及火山喷发组合；7—滨浅海砂泥质、碳酸盐组合；8—内陆开阔盆地碎屑组合；9—内陆开阔盆地、河湖砂泥质组合

印支—燕山期构造作用是由中国陆块西南部古、中特提斯相继封闭、碰撞造山的强大挤压作用造成的，不仅最终形成了秦岭现今东部紧缩收敛、向西撒开的规模宏大的挤压造山带总格局，而且导致了鄂尔多斯盆地西缘的贺兰-六盘山南、北一带的强烈挤压造山，并因递

进的区域统一挤压作用和不同地块间的特殊边界条件，造成弧形构造和走滑构造的发育。诸如六盘山弧形构造带，及沿固原-宝鸡一线的右行走滑构造等，均叠加改造先期构造。祁连山加里东构造带的尖灭可能与此有关，致使秦-祁构造带的正常衔接中断，二者的关系众说不一。

燕山期的东秦岭造山带，总体由华北陆块南缘构造带、北秦岭构造带和南秦岭构造带三个次级构造带组成(张国伟等，1988)。形成北窄南宽，分别向北、向南反向对冲的不对称扇形大陆造山带(张国伟等，1988、1991)。其中普遍发育多层次逆冲推覆和剪切走滑构造，造成不同类型构造岩块、岩片的复杂叠置。秦岭区该时期广泛发育的多种类型的复杂花岗质岩浆活动是其又一突出地质特征。

就鄂尔多斯盆地西南缘而言，印支期造山作用在鄂尔多斯盆地西南缘地区仅表现为非造山的隆升作用，应为华北陆块叠覆隆起所致。燕山运动则在该区表现明显，反映为以草碧-老龙山-圣人桥逆冲带为前锋带的由南向北的逆冲作用。该带可与隔渭河地堑东延的秦岭北麓逆冲推覆体系(石铨曾等，1991)、大别-淮南的逆冲推覆体系(张廷秀，1987；刘城墉等，1986)相连接，构成展布于华北陆块南缘，由南向北逆冲推覆的巨大构造体系，反映燕山期的强烈变形作用和相应构造单元特殊的结构构造特征。

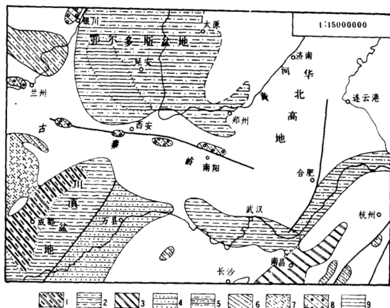


图5-57　东秦岭及邻区晚三叠世古地理图(据王鸿祯等1985年资料改绘)

1—陆棚碎屑组合；2—海陆交互含煤碎屑组合；3—半咸水海湾含煤碎屑组合；4—近海盆地含煤碎屑组合；5—内陆开阔盆地河湖含煤碎屑组合；6—内陆盆地河湖含煤碎屑组合；7—边缘海砂泥质复理石组合；8—半咸水海湾类磨拉石组合；9—内陆开阔盆地湖相为主泥质组合

(五)东秦岭及邻区新生代地壳伸展作用

渭河地堑与汾河地堑相连组成了新月形的汾-渭地堑系。它是发育于中国大陆中部、跨

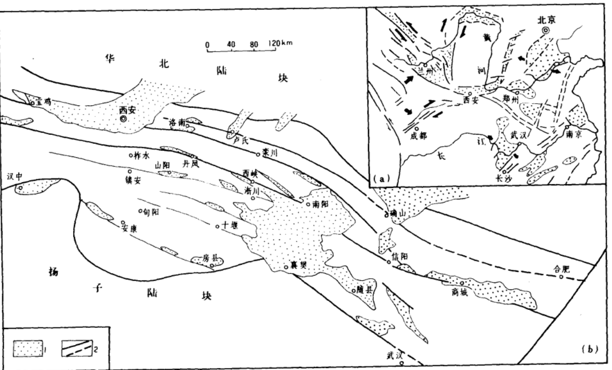


图5-58 东秦岭及邻区中新生代盆地分布略图

a—秦岭及邻区早第三纪盆地分布及构造应力场(据马杏垣等,1989);

b—东秦岭—大别构造带中新生代盆地分布图。1—中新生代盆地;2—主要断层

越稳定地块和活动造山带、具大幅度沉降作用的特殊构造带，并为中外地质学家所瞩目。它并非孤立的地质现象，而与中国东部同时期的裂陷具有区域的共同性和各自的独特性。对其形成发展的动力学背景及其在秦岭造山带形成演化中的意义，有必要从更广的角度进行探讨。

目前公认渭河地堑开始形成于早第三纪，但从地堑西端的宝鸡西侧出露白垩系分析，不排除白垩纪晚期已开始裂陷的可能，而且至今仍处于伸展阶段。从秦岭区乃至更大区域看（图5－58），白垩纪及新生代陆相盆地具有普遍分布的特征，并在不同构造单元受不同方式裂陷作用的控制，形成不同方向延伸的沉积盆地（马杏垣等，1989）。中国东部地区的北东-北北东向裂陷系统，鄂尔多斯盆地周缘的多方向断续裂陷系统（图5－58a），秦岭-大别构造带中北西西、近东西向的裂陷系统，以及中国西部同时期的挤压系统等，它们共同构成了中国陆块内部盆地产状各异、形成的局部应力场有别、但又协调的区域统一应力场作用控制的沉积盆地。这一统一区域应力场，已为众多学者论证和探讨，实际上受以下多方面联合制约。其一为中国西南部特提斯洋的俯冲、消减和持续的微板块（地体）增生，以及因印度板块碰撞引起的向北、向东的强烈挤压及若尔盖地块向东秦岭的楔入。这些作用促使由多个地块拼合的中国东部陆块总体向东部蠕散，地块间以拉裂、走滑、旋转不同方式运动，尤以更具刚性的鄂尔多斯地块的整体左旋和四川地块的整体右旋以及秦岭带内的伸展裂陷和走滑-拉分为突出特点（图5－58）。其二，新生代时期，随着太平洋板块向西俯冲和郯-庐断裂的右行走滑，中国东部处于弧后裂陷状态，造成中国东部盆地宏观具北北东向展布、但秦岭-大别山带较为复杂的格局。大别一线伸展作用的加剧应与此有关。

上述统一的区域应力场和局部的应力场的作用，在秦岭-大别构造带直接表现为一系

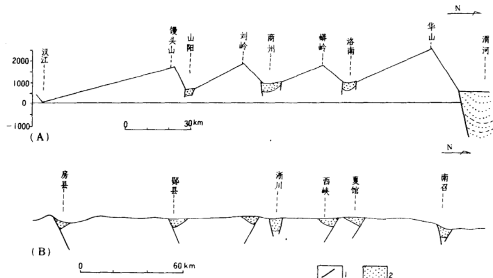


图5－59　东秦岭中新生代盆-岭构造剖面示意图

(A)—据许志琴(1988)；(B)—据陈仁义(1991)，略有修改。

1—断层；2—中新生代沉积盆地

列中新生代红色裂陷盆地的发育，它们平行主断裂带分布，并具有箕状断陷或者地堑盆地的几何学特征，形成断、垒间列的盆-岭构造(图5-59)。同时还发育具北北东向分布的断陷盆地，诸如河南的卢氏、嵩县、南阳等盆地。汾-渭地堑系则属地跨不同构造单元的同类断陷盆地。

秦岭及邻区的新生代伸展裂陷，形成了现今在挤压背景上的特殊的地质、地貌景观，秦岭区的盆-岭构造尤为突出。渭河地堑现今仍在伸展裂陷(彭建兵，1991)，其南侧北秦岭显著抬升(太白主峰3757m)以及渭河地堑强烈下陷(钻孔控制7000m余未见基岩)的现象，表明该期的伸展裂陷是促使秦岭以伸展断块方式相对不断抬升的重要因素，也是现今构造活动性的重要标志。显然，这种伸展格局，除受区域构造的控制外，当然也与相应地区地壳深部结构构造密切相关。秦岭带不仅是地球物理状态的异常带，而且也是高热流场带，是深部热构造活动区，地壳具有较高的滞弹性或塑性(张国伟等，1992)，显著不同于相邻地块。

(六)鄂尔多斯盆地西南缘与秦岭造山带的关系及其地质演化

依据对鄂尔多斯盆地西南缘地质的综合研究，并结合秦岭及相邻地区迄今地质研究的新资料，以构造作用为主线，从时、空四维的动态角度，综合多种地质信息进行研究、探讨，对鄂尔多斯盆地西南缘及秦岭造山带的关系及其地质演化获得了如下新认识。

1. 从秦岭造山带的时、空演化考虑，鄂尔多斯盆地西南缘在地质历史中，始终与秦岭造山带的形成、发展存在着息息相关的内在联系。在不同时期，无论是沉积环境还是构造变形，均是秦岭带相应的重要组成部分，并具不同的沉积建造和不同层次、不同组合的构造变形面貌。元古—早古生代，该区总体属华北陆块南部面向秦岭海盆或洋盆的陆缘海；加里东期成为北秦岭加里东造山带的前陆褶断带；燕山期则构成秦岭造山带的北缘逆冲前锋带。新生代渭河地堑隔断了这种自然联系，并造成本区现今挤压、伸展共存的地质、地貌景观。

2. 鄂尔多斯盆地西南缘与秦岭造山带可能经历了如下地质发展过程。

(1)元古宙是东秦岭区由裂谷向洋盆发展的重要时期。秦岭区早、中元古代的变沉积-火山岩系具有不限于现今所划秦岭带分布的普遍性，形成时期有北早(早元古代)南晚(中元古代)的差异。早期主要为裂谷，晚期已发展为洋盆，并具洋、陆间杂的总体特征。中元古宙末期(9—8亿年)经历洋盆俯冲、地体(微陆块)增生、陆-陆碰撞的复杂过程，最终因华北陆块和川中地块的碰撞而造山封闭，同时扬子陆块形成。

(2)晚元古代—早古生代进入了秦岭再生洋盆的形成发展期。现存的以北秦岭带分隔的南、北两大陆缘沉积体以及北秦岭带中的南、北两带变沉积-火山岩带均为同时异相的地质体，代表了消失洋盆的残余物质建造。而北秦岭带中普遍发育的以深成花岗质杂岩和基性杂岩为特征的加里东期(4.5—4.2亿年)、岩浆作用，则提供了再生洋盆俯冲、消减的重要信息，表明此期秦岭区已分异为南、北不同类型大陆边缘。北秦岭古岩浆岛弧系与华北陆块的碰撞，导致北秦岭加里东期($S-D_1$)造山，并增生于华北陆块南缘。该构造带与向西、西北延伸的祁连山构造带具有相似的地质演化特征，属同一造山带。

北秦岭加里东造山带现今残存两个不同层次的构造带。其北为华北陆块南缘前陆褶断带，由强烈变形、浅变质和未变质的沉积岩系组成，具地壳浅构造层次变形特征，以弯滑、弯流褶皱变形和韧性(钙质糜棱岩、千糜岩)、韧脆性逆冲叠瓦状断裂组合为特征，属薄皮构造带；其南为北秦岭山根厚皮构造带，发育复杂的固态流变变形，并以具高绿片岩相、角闪岩相、麻粒岩相变质的基底杂岩系，沉积-火山岩系的构造叠置为特征，发育强烈的俯冲-碰撞

型的岩浆侵入作用。

(3)加里东期北秦岭弧-陆碰撞造山之后，南秦岭在陆块若即若离的对接并残余海槽、海盆乃至局部小洋盆的背景下，中、晚泥盆世拉张伸展，造成广泛的海侵。早、中石炭世华北陆块与扬子陆块斜向碰撞造山，进而转化为陆内大规模左行走滑，形成早海西期造山带并使华北陆块与扬子陆块固结，组成了中国东部统一陆块。

(4)晚古生代以来，秦岭及邻区是受特提斯洋域的两大体系(中国西南的特提斯域本部和古太平洋特提斯域)的形成发展控制的特殊地区。晚石炭—早二叠世，秦岭带是特提斯域本部北侧伸进中国东部陆块的裂陷海槽，并可能与古太平洋特提斯连通。同时期华北区和扬子区大面积沉降，但二者差异显著：华北区在长期隆升剥蚀的准平原状态下，接受中、晚石炭世的海陆交互相沉积和二叠纪、三叠纪的陆相沉积(华北盆地)，并于晚三叠世萎缩成鄂尔多斯盆地；扬子区则以陆表浅海为特征，晚三叠世萎缩成川滇盆地。中、晚三叠世秦岭海槽封闭，华北和扬子陆块强烈对挤叠置，陆内造山隆升，结束了秦岭及邻区的长期海相沉积历史。这一强烈的应变作用一直延续至燕山期，最终形成规模宏大的秦岭-大别大陆造山带。燕山期遍及秦岭区的多种类型的花岗质岩浆活动，充分表明秦岭-大别带真正具有了成熟大陆地壳的性质。秦岭带印支、燕山期的强烈陆内造山作用，实质上是因中国西南部的特提斯域本部洋盆俯冲消减、地体拼贴增生、陆块碰撞过程的强烈挤压变形所形成的，并造成秦岭带多层次滑脱拆离、逆掩推覆、剪切走滑多类型构造组合的复杂应变格局。

(5)中新生代是秦岭及邻区以伸展体制为特征的构造发展时期。秦岭区的中新生代红色断陷盆地，主要呈北西西、近东西向平行主断裂带分布，同时有北东、北东东向盆地共生。具有盆-岭构造的基本特征。该期伸展作用除与特提斯域两大体系的联合作用有关外，也与秦岭带活动的深部地质背景密切相关。

三、有关问题的讨论

(一)造山带作为独立构造单元的真实含义

造山带及造山作用的研究几乎贯穿于地球科学研究的全部时期。尤其是在80年代以来的大陆地质研究中，大陆造山带研究日趋活跃，成为探索大陆壳形成演化的关键地带。但由于大陆岩石圈的结构、构造比海洋岩石圈远为复杂，因此在大陆地质研究基础上产生的新理论、新思想不断涌现，一种超越板块构造理论和“基于山链研究的新的地壳大地构造学说正在出现。在这领域中的基本规律尚有待探索。这将是一项长期而艰巨的任务”(马托挨，1983)。造山带作为独立的构造单元存在的真实含义，正是一个长期众说纷纭、值得深入探讨的问题。它涉及以下几个方面。

1. 造山带的形成方式及类型

这里，笔者无须赘述先辈们和现代大师们各有见地的论述，对此仅从《国际构造地质词典》(阎嘉祺，1983年译)和《造山运动》(都城秋穗等，1986)、《板块构造学和造山运动》(A. M. C. Sengor，1992)即可窥其一斑。因此仅依笔者在学习思考和研究实践中的认识，作以下简单讨论。

众所周知，稳定地块(板块)和活动带有机镶嵌构成了地壳或岩石圈构造的基本格局。但活动带具有广泛的含义，泛指地壳或岩石圈以升、降、开、合、扭多种方式(马杏垣1982)强烈

活动的线状地带，并不同程度地伴有岩浆作用和变质作用。显然，因挤压褶皱、逆冲推覆、伸展裂陷、剪切走滑而形成的线状强应变带，均可笼统称为活动带。造山带则有专指性，实质上是活动带中，以地壳的收缩作用为主要特征，并总体具有构造和地理含义的线状隆起地带。它包括了地壳挤压收缩和走滑收缩两种基本形成方式和造山带类型。表现为因岩层、岩块的挤压、走滑叠置、强烈变形而形成的以各种类型褶皱、逆冲推覆和走滑断裂为主组成的构造组合，往往伴有强烈的岩浆作用和变质作用，明显地导致地壳横向的增生和纵向增厚。地理上为线状隆起带。而伸展裂陷作用虽可造成局部的地貌差异升降，并改造沉降前的地层产状，但宏观上是一个裂陷的线状沉降带，例如裂谷及其中的垒、堑构造即是。它是岩石圈或地壳减薄、伸展裂陷所致，与上述的造山带含义决无共同之处。当然，从岩石圈和地壳形成演化意义上讲，它作为一种重要的构造作用方式，可与造山作用相提并论：它们为相互矛盾的对立统一体，构成地球动力学体系中相互依存的两种基本构造作用方式，并形成两类性质截然相反的宏大造山隆起带和裂陷沉降带。显然，伸展裂陷作用是否可作为造山作用的一种重要类型，是值得进一步探讨的。

2. 构造变形是确定造山带的关键

长期以来，传统的大地构造学把造山带完全等同于地槽，地槽即造山带，造山带即地槽，并赋予造山带作为独立构造单元存在的意义。这样，就造成了一个很大错觉，即只有地槽才能形成造山带。板块构造理论虽摒弃了传统的地槽说，把造山带与离散板块的汇聚作用相联系，但强调了岩石圈板块的划分和碰撞缝合带的确定，而没有特别赋予造山带独立构造单元的意义，也未强调造山带的整体特征及其与板块或地块的原则区别(任纪舜，1990)。

笔者认为造山带本质上是涉及离散地质块体(板块、地块、地体)复杂汇聚和陆块内部以挤压、走滑方式强烈变形的活动带。一般来讲，离散板块的聚合，表现为洋壳板块的俯冲、消减造山、地体增生造山和板块碰撞造山，突出表现为陆缘沉积体的强烈变形，以及在板块的接合带涉及壳幔复杂地质过程的固态流变作用和复杂岩浆侵入作用。若为陆块内部的强烈变形造山带，则主要表现为先成地质体的强烈变形，具有叠加、改造的突出特征，与“地槽”毫无关系。上述无论哪种情况，造山带均是强烈变形的线状地带，与稳定地块(相对而言)有原则区别：它以强烈线状变形为突出特征，构成自成体系的独立大地构造单元。按此理解，造山带是以构造变形来确定的，既可与“地槽”有关，又可与“地槽”无关。

3. 造山带与稳定地块的相互转化，复合性造山带的不固定边界

活动带与稳定地块的相互转化有关学者已作了详尽的论述(黄汲清等，1962；任纪舜等，1980、1990)。它反映了地壳构造及其相应构造单元随时间变化的非均一性演变，随空间变化的非均匀性转变的、动态的、自然的发展规律。对于规模巨大的复合性大陆造山来讲，这种规律性因其特殊的活动性而显得更为突出。这已成为地质思维中的基本常识。但在分析实际问题时，仍不免受现今所划构造单元的限制，落入僵死的思维定势。常见的将某一大断层视为长期控制两侧地质演化的分界即为突出一例。象东秦岭区的宝鸡-洛南-栾川断裂即是如此。该断裂不仅长期被作为槽、台或造山带与地台的划分界线，而且也被看作控制沉积建造长期不可逾越的分界。其实它只不过是不同时代地质体长期演化至今，以断裂方式表现的构造分界，代表了不同时期、不同类型物质建造复杂构造过程最终的简单分隔，既不具原始沉积环境的分隔性，更不会始终不变地控制其长期的地质演化。既使从槽、台说来讲，该断裂也只不过是以变形之后的物质组成划分的某一时间断面，以及优地槽和冒地槽的分隔界线，不

具有该构造时期造山带边界的意义。

复合性造山带的演化在时间上的多期性和在空间上的构造变形的不均一性，及受其影响导致的稳定区和活动带的转换性，均决定了造山带具有不固定的构造边界。

（二）秦岭特提斯海与鄂尔多斯盆地西南缘地质发展的关系

自Suess1893年最初提出“特提斯”这一术语以来，不同学者已赋予了不同的时、空含意，该概念的准确意义已很难简单加以说明。为了便于讨论，我们采用黄汲清先生(1987)的特提斯概念，用“古特提斯”、“中特提斯”和“新特提斯”将其划为不同阶段的特提斯海。

黄汲清先生古特提斯的含意，是指古生代于“晚石炭世，特别是二叠纪形成”的位于欧亚大陆之南的宽阔海域。

前已述及，中、晚石炭世—二叠纪时期，秦岭区只是中国西南部古特提斯洋域北支小洋盆伸入中国东部陆块内的裂陷海槽。这一时期，包括祁连加里东构造带、阿拉善地块、华北区本部以及北秦岭加里东构造带已结为统一大华北区，广泛发育以海陆交互相沉积为突出特征的沉积盖层，而它的南部则是古特提斯北部陆缘区。大华北区沉积建造的发育特征表明，西部的祁连-宝鸡以北为受古特提斯本部影响的滨浅海沼泽，北秦岭至河南南阳以东为隆起区，但在天水-宝鸡一线有向北的海侵。而华北本部的海侵则显示中石炭世具由北东向西南，晚石炭—早二叠世由南、东南向北、西北的趋势，说明其与古太平洋特提斯域有关，又与秦岭古特提斯有关。鄂尔多斯盆地西南缘地区的早三叠世刘家沟组海相沉积的发育，及其南侧二叠系陆相沉积不整合覆于晚前寒武纪和早古生代地层之上的事实均说明，鄂尔多斯盆地西南缘区是与秦岭特提斯海槽相关的南隆北降的滨浅海沼泽区。

第六章　鄂尔多斯盆地形成演化和油气赋存与秦岭造山带的关系

现今的鄂尔多斯盆地在构造属性上为一残延内克拉通盆地(赵重远等,1992)。它是在整个华北地区的早古生代陆表海盆地的基础上,经历了中、上石炭世—早二叠世早期滨浅海盆地和二叠纪—早、中三叠世内陆盆地的基础上演化而成的。盆地的形成和演化及其中油气的生成与赋存,与秦岭造山及与其前身秦岭海均有千丝万缕的联系,并受到了它们的显著影响。

一、早古生代初期秦岭海被动陆缘盆地的发展与鄂尔多斯区大陆架的形成

早古生代初,华北地区是一个南与秦岭海相连通的被动陆缘盆地,大部分地区为一宽广陆架区。在鄂尔多斯区,除南侧面向秦岭海外,西侧还与通向秦-祁海的贺兰裂谷(赵重远,1983)相接。因此,大陆架在这里构成了一个从东北向西南倾伏的平缓斜坡。

从寒武系等厚图(图6-1)反映的该套地层沉积末期的古构造面貌可见,这一斜坡主体

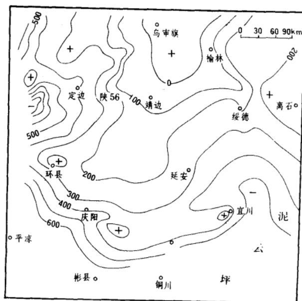


图6-1　鄂尔多斯盆地中南部寒武系等厚图
(据长庆石油勘探局物探处,1993)
该图表示寒武系沉积末期其底面的古构造面貌,等厚图采用地震界面T_{12}—T_{11}间的厚度

为一北从乌审旗向南倾伏，并伸向庆阳的鼻状隆起。其西北定边一带为一通向贺兰裂谷的槽地，东侧从绥德到宜川为一通向秦岭海的槽地，不过其起伏幅度都很小。如中间的鼻状隆起从乌审旗到彬县高低仅差600m，平均每公里下降1.5m，坡度仅0°05'。除定边槽地入口处较陡外，绥德-宜川槽地从北向南在350km距离内落差仅300m，坡度0°03'。在其上沉积的寒武系从下统到中统为一海退层序（冯增昭等，1991）。陆架上的前期沉积以砂泥岩为主，晚期则以碳酸盐岩为主。二者总厚0—600m。在陆架之外的向海方向，沉积物皆以碳酸盐岩为主，厚600m以上。

二、加里东早期秦岭海北缘弧后盆地的形成与鄂尔多斯区陆架分化和奥陶系气源岩之形成

秦岭海北缘于早奥陶世由被动陆缘转化为活动陆缘，同时靠陆一侧海域发展成为具有拉张活动的弧后盆地。

从下奥陶统等厚图反映的该统沉积期之末其底床的古构造面貌可见（图6-2），在陆架西南边缘，从盐池（李1井）经庆阳到黄陵形成了一条呈弧形展布的陆架边缘隆起。其东侧则环抱了一个绥德-延川坳陷。陆架面貌发生分化，与寒武纪大为不同。

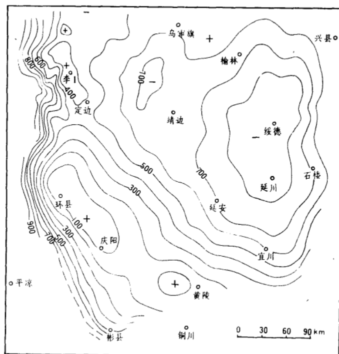


图6-2 鄂尔多斯盆地中南部下奥陶统等厚图（据长庆石油勘探局物探处，1993）

该图表示下奥陶统沉积末期盆地底床古构造面貌（$T_{11}-T_{10}$间厚度）

在陆架边缘隆起上，下奥陶统沉积较薄，厚度最小处不过100m，沉积物以含石膏白云岩为主。而坳陷中沉积较厚，中心最厚处可达800m以上，沉积物则以碳酸盐岩和蒸发盐岩互层为特征。陆架边缘隆起在一定程度上起了控制海水有限进入陆架内的作用。在高海平面期，坳陷中沉积物以碳酸盐岩为主，如马家沟组二、四、六段；在低海平面期则以蒸发盐岩为主，如马家沟组一、三、五段（冯增昭等，1991）。

陆架边缘隆起的形成与弧后盆地扩张和贺兰裂谷肩的均衡翘升有关，并且为调节这一翘升活动，在其内侧还形成了一个边侧盆地（Rimbasin）（图6-3）。下奥陶统碳酸盐岩烃源岩的生成即与这一边侧盆地有密切关系。而在边缘隆起和斜坡上发育的白云岩则为后来生成的天然气提供了储集空间。

图6-3　早奥陶世鄂尔多斯区大陆架结构图

三、加里东晚期秦岭海北缘弧-陆碰撞造山与鄂尔多斯区抬升侵蚀及风化壳储集空间和古地貌圈闭之形成

加里东期秦岭海的俯冲和加里东晚期秦岭海 北缘的弧-陆碰撞是导致华北陆块整体抬升的一个根本原因，同时期华北陆块北缘中亚-蒙古海的向南俯冲消减也是原因之一，它们共同造成了南北对挤的局面。隆升作用可一直持续到海西早期，即早石炭世，历时约140Ma。

对鄂尔多斯盆地现今发现的丰富天然气来说，这一长期侵蚀使该地形成了溶蚀作用十

分强烈的风化壳，为后来生成的天然气提供了储集空间。鄂尔多斯地区的地层至今仍保持基本水平状态。据今所见，凡是喀斯特地貌景观十分发育的地方，其地层产状大都是近于水平的。因此，由碳酸盐岩地层组成的下奥陶统，在当时喀斯特化一定十分强烈。但因溶蚀和剥蚀时间太久，其准平原化程度很高，这样，地表的起伏便不一定很悬殊。被石炭系覆盖以后，仍有可能形成供天然气聚集的古地貌圈闭。最重要的天然气储集场所首推当时潜水面上、下发育的岩溶带。在鄂尔多斯盆地构造变形至今仍不十分显著的情况下，风化壳应为天然气最重要的储集和聚集场所。晚加里东期北秦岭造山作用除造成鄂尔多斯区大面积隆升剥蚀外，是否同时伴有某种方式的变形作用，限于其后的长期剥蚀和后期盖层沉积巨厚而难于判断，有待于地球物理资料的深入解析。

四、早海西期华北和扬子陆块碰撞与贺兰裂谷复活和鄂尔多斯区石炭系—二叠系烃源岩的形成

华北和扬子陆块约在早—中石炭世时发生陆-陆碰撞，使其间的秦岭洋消亡。由此产生的向北推挤力通过加里东褶皱带的传递到达贺兰裂谷区，促使早古生代贺兰裂谷的破裂带发生纵张，从而使贺兰裂谷复活，接受巨厚的中、上石炭统和下二叠统山西组含煤沉积。与复活的贺兰裂谷大幅度沉降同时，东侧之裂谷肩也再次翘升。为调节这一翘升活动，在鄂尔多斯东部地区同样生成了类似早奥陶世的边侧盆地，其中沉积了厚近300m的石炭系—二叠系含煤地层。贺兰裂谷区的沉积虽然较厚，但现在多被以逆冲-推覆为特征的构造作用推向地表，因此，这套地层只在鄂尔多斯盆地被完整保存了下来，并构成古生代的第二套烃源岩系。

五、印支期秦岭陆内造山与鄂尔多斯盆地西南部抬升及侏罗系底部的石油聚集

印支期，原展布于整个华北陆块上的沉积盆地因东部抬升而开始向西收缩。在鄂尔多斯盆地，水深相应增大，沉积了以湖相为主的上三叠统延长组，构成了内陆盆地的第一套烃源岩系。印支晚期，秦岭地区发生了剧烈的陆内造山运动，使发育在陆壳上的海盆最终封闭，结束了秦岭区长期的海相沉积历史。这次运动对鄂尔多斯盆地的影响就是再次使其全面抬升，并遭受侵蚀(盆地西南隅抬升侵蚀最为剧烈)。

从鄂尔多斯盆地前侏罗系古地质图(图6-4)上可见，盆地西南部，除平凉以南的安口窑坳陷外，按五段划分的上三叠统延长组仅保留了下部两段，即T_3y_1和T_3y_2。向东北到庆阳西南，第五段(T_3y_5)普遍缺失。而至环县—庆阳—铜川一线之东北第五段大面积出露。由于盆地西南部剥蚀较深，使烃源岩层延长组第二、三段暴露地表，并直接与后来覆盖其上的侏罗系相接触，所以到中生代末期石油成熟后才在侏罗系底部砂岩中聚集，形成工业油气田。

印支期后秦岭造山带基本定型，并经燕山运动形成规模宏大的大陆造山带。从沉积角度看，印支期后它不再单独作为一个地质单元对鄂尔多斯盆地施加影响。但燕山期秦岭造山带的强烈挤压变形作用，对盆地构造，尤其是其南部的构造变形有显著影响。

由上述可见，鄂尔多斯盆地及其前身不同时期不同类型的沉积盆地，在其发展演化中频频受到了秦岭海及其造山带活动的影响。从宏观上看，造山带和沉积盆地原本是具同一性的。

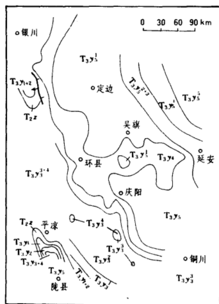


图6-4 鄂尔多斯盆地中南部前侏罗系古地质图

（据孙国凡等，1985）

不同沉积单元，只不过是有的沉积盆地后来被褶皱成山，有的未经造山罢了。秦岭造山带所以能对鄂尔多斯盆地施加这样或那样的影响，也是因为它们是直接相关连的两个构造单位。在不同地质时期，它们同时经受统一地质过程的不同方式的改造，并因其组成结构的差异性而具不同特征。

参 考 文 献

〔1〕李春昱等,1978,秦岭及祁连山构造发展史,国际交流地质学术论文集(1)。地质出版社。

〔2〕任纪舜等,1981,中国大地构造及其演化。科学出版社。

〔3〕张国伟等,1988,秦岭造山带的形成及其演化。西北大学出版社。

〔4〕陕西省地质矿产局,1989,陕西省区域地质志。地质出版社。

〔5〕甘肃省地质矿产局,1989,甘肃省区域地质志。地质出版社。

〔6〕青海省地质矿产局,1991,青海省区域地质志。地质出版社。

〔7〕河南省地质矿产局,1989,河南省区域地质志。地质出版社。

〔8〕杨振德等,1988,阿拉善断块及邻区地质构造特征与矿产,科学出版社。

〔9〕赵重远,1983,鄂尔多斯盆地西缘构造演化及板块应力机制初探。鄂尔多斯盆地西缘地区石油地质论文集,内蒙古人民出版社。

〔10〕甘克文,1983,鄂尔多斯盆地西缘的构造和含油气远景。鄂尔多斯盆地西缘地区石油地质论文集,内蒙古人民出版社。

〔11〕金符实,1992,祁连－北秦岭接合部位基础地质研究初获重要成果。甘肃地质科技情报,第1期。

〔12〕胡建民等,1992,祁连－北秦岭接合部位造山带的造山过程。现代蓝人氏探索,陕西师范大学出版社。

〔13〕周鼎武等,1992,北秦岭厚皮构造论析。现代蓝人氏探索,陕西师范大学出版社。

〔14〕陕西省区域地层表编写组,1983,西北地区区域地层表,陕西省分册。地质出版社。

〔15〕河北省区域地层表编写组,1979,华北地区区域地层表,河北省、天津市分册。地质出版社。

〔16〕中南地区区域地层编写小组,1974,中南地区区域地层表。地质出版社。

〔17〕邢裕盛等,1985,中国晚前寒武纪古生物。地质出版社。

〔18〕邢裕盛等,1989,中国的上前寒武系(中国地层3)。地质出版社。

〔19〕王鸿祯主编,1985,中国古地理图集。地图出版社。

〔20〕杜汝霖等,1986,燕山地区青白口纪宏观藻类。河北科学技术出版社。

〔21〕苏皖北部上前寒武系研究项目协作组,1984,苏皖北部上前寒武系研究。安徽科学技术出版社。

〔22〕乔秀夫,1976,青白口群地层学研究。地质科学,1976年,第3期。

〔23〕乔秀夫等,1982,华北地台中、晚、新元古代的地壳运动。中国地质科学院地质研究所所刊,第4号,地质出版社。

〔24〕胡云绪,1986,陕西紫阳高桥地区早奥陶世微古植物群及其地层意义。中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊,第14号,陕西科学技术出版社。

〔25〕傅嘉媛,1986,陕西镇巴梁家桥奥陶系西梁寺组与涧草沟组的微古植物群。中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊,第12号,陕西科学技术出版社。

〔26〕李再平,1982,华北上马家沟组疑源类及其地质时代。古生物学报,第21卷,第6期。

〔27〕罗惠麟等,1984,中国云南晋宁梅树村震旦系-寒武系界线层型剖面。云南人民出版社。

〔28〕邢裕盛,1982,云南昆明附近震旦纪及早寒武世微古植物群及其地层意义。地质学报,第51卷,第1期。

〔29〕阎玉忠,1982,蓟县长城系串岭沟组裂棱藻。中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊,第6号,地质出版社。

〔30〕尹磊明等,1978,西南地区前寒武纪微体植物群及其地层意义。中国科学院南京地质古生物研究所所刊,第10号,科学出版社。

〔31〕邱树玉等,1982,小秦岭地区(陕西境内)晚前寒武纪的叠层石及其地层意义。西北大学学报,前寒武纪地质专辑。

〔32〕陕西冶金713队、西北大学地质系灵口队,1980,陕西洛南灵口洛河沿岸的"三道撞组"。西北大学学报,自然科学版,第3期。

〔33〕张吉森等,1981,陕西礼泉唐王陵震旦纪晚期冰碛砾岩。地层学杂志,第5卷,第1期。

〔34〕张文堂等,1979,华北南部、西南部寒武系前寒武系分界。地层学杂志,第3卷,第1期。

〔35〕刘鸿允等,1980,论震旦系划分对比问题。地质科学,第4期。

〔36〕傅嘉媛,1985,陕西礼泉唐王陵微古植物组合及其地层时代的讨论。中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊,第13号。

〔37〕李钦仲等,1985,华北地台(陕西部分)晚前寒武纪地层研究。西安交通大学出版社。
〔38〕湖北省地质科学研究所同位素地质研究室,1974,长江流域及其邻区某些花岗岩及变质岩的同位素年龄测定结果。地球化学,第1期。
〔39〕翦万筹等,1983,论唐王陵砾岩的层位。西安地质学院学报,第2期。
〔40〕翦万筹等,1990,华北地台西南缘的上前寒武系。西北大学出版社。
〔41〕符俊辉等,1990,乾县好时河青白口系庄河沟组的碳质大化石。华北地台西南缘上前寒武系,西北大学出版社。
〔42〕尹凤娟等,1990,陕西岐山、乾县晚前寒武纪的微古植物群。华北地台西南缘的上前寒武系,西北大学出版社。
〔43〕周鼎武等,1990,渭北西部地区构造变形特征及有关问题讨论。华北地台南缘上前寒武系,西北大学出版社。
〔44〕黄萱等,1985,细碎屑岩铷--锶等时年龄测定问题的讨论及峡东水井沱组的时代。岩石学报,第1卷,第3期。
〔45〕洪庆玉,1985,唐王陵组岩石学特征及沉积物重力流。石油与天然气地质,Vol. 6, No. 1。
〔46〕洪庆玉,1984,我国几个地区震旦纪重力流沉积物的初步研究。西南石油学院学报,第4期。
〔47〕〔英〕H. G〕里丁主编,1981,沉积环境和相。科学出版社,1985。
〔48〕Hein F. J., Walker R. G., 1982,具阶地的辫状 水道砾质沉积。《Sedimentology》,Vol. 29,No. 3。
〔49〕Donald R. L., 1982,沉积物重力流:与高密度浊流沉积物有关的沉积作用模式。译自《Journal of sedimentary Petrology》,Vol. 52,No. 1,候方浩译。国外地质,1984,No. 12。
〔50〕Donald R. L., 沉积物重力流:分类和应用于天然流动及沉积物的一些问题。SEPM27卷《Geology of Continental slopes》P. 75—82. 曾建军译,国外地质,1984,No. 12。
〔51〕G. S. 博尔登,1981,冰川环境的沉积作用和古沉积序列中冰碛物和冰碛岩的鉴别。王家枢译,国外地质科技,1984,No. 2。
〔52〕Eyles N., Miall A. D., 1984,冰川相。张秋明译,国外地质科技,1987,No. 2。
〔53〕李四光,1955,旋卷构造及其有关中国西北部大地构造体系复合问题。科学出版社。
〔54〕李春昱,1965,对于渭河地堑的质疑。地质学报,第36卷,第4期。
〔55〕王存诚,1965,论渭河地堑。地质科学,第45卷,第2期。
〔56〕刘光勋,1985,汾渭地堑边缘挤压构造带及其地质意义。构造地质论丛(4)。
〔57〕张抗,1989,鄂尔多斯断块构造和资源。陕西科学技术出版社。
〔58〕张文佑,1984,断块构造导论。石油工业出版社。
〔59〕叶连俊,1983,华北地台沉积建造。科学出版社。
〔60〕汤锡元等,1978,陕甘宁盆地前石炭系基底大地构造及其含油远景。西北大学学报(3)。
〔61〕赵重远等,1992,华北克拉通沉积盆地形成演化及其油气赋存。西北大学出版社。
〔62〕何永年等,1988,构造岩石学基础。地质出版社。
〔63〕葛肖虹,1989,华北板内造山带的形成史。地质论评,第35卷,第3期。
〔64〕陶明信,1989,裂谷模拟实验及地质意义。地质论评,第35卷,第4期。
〔65〕孙枢、张国伟等,1985,华北断块区南部前寒武纪地质演化。冶金工业出版社。
〔66〕张国伟、周鼎武等,1988,晋豫陕交界地区元古宙形成的构造环境。秦岭造山带的形成及其演化,西北大学出版社。
〔67〕马杏垣等,华北地台基底构造。地质学报,第4期。
〔68〕张国伟、周鼎武,1990,秦岭杂岩和秦岭造山带。秦岭-大巴山地质论文集(1)变质地质,北京科学技术出版社。
〔69〕游振东等,1990,秦岭杂岩的变质变形史。秦岭-大巴山地质论文集(1)变质地质,北京科学技术出版社。
〔70〕安三元等,1990,陕西太白地区秦岭群的岩石组合与变质作用。秦岭-大巴山地质论文集(1)变质地质,北京科学技术出版社。
〔71〕周鼎武、张国伟,1991,"秦岭群"的再解体和秦岭造山带中的晋宁运动。秦岭造山带学术讨论会论文选集,西北大学出版社。
〔72〕孙枢等,1981,豫晋陕中—晚元古代沉积盆地(一)。地质科学,第4期。
〔73〕夏林昕等,1990,祁连、秦岭山系海相火山岩。中国地质大学出版社。
〔74〕杨忆,1990,华北地台南缘熊耳群火山岩特征及其形成的构造背景。岩石学报,第2期。
〔75〕张维吉等,1988,北秦岭变质地层。西安交通大学出版社。

〔76〕张寿广等,1991,北秦岭宽坪群变质地质。北京科学技术出版社。
〔77〕张泽军,1993,北秦岭松树沟超镁铁质岩的成因类型。地质找矿论丛,第8卷,第1期。
〔78〕张泽军等,1991,陕西商南松树沟两类正角闪岩的地球化学特征。矿物岩石,第11卷,第4期。
〔79〕李曙光等,1991,一个距今10亿年侵位的阿尔卑斯型橄榄岩体:北秦岭晚元古代板块构造体制的证据。地质论评,第37卷,第3期。
〔80〕高长林等,1990,东秦岭三类构造环境中的镁铁-超镁铁岩的地球化学特征。秦巴区域地球化学文集,中国地质大学出版社。
〔81〕骆庭川等,1990,华北地台南缘与北秦岭花岗岩类地球化学特征及构造环境。秦巴区域地球化学文集,中国地质大学出版社。
〔82〕W.S.皮切尔,1984,花岗岩的类型和构造环境。国外地质科技,第3期。
〔83〕刘鸿允等,1991,中国震旦系。科学出版社。
〔84〕李靠社,1990,陕西山阳-商南耀岭河群地层时代的讨论。陕西地质,第8卷,第2期。
〔85〕陈晋镳等,1991,武当群地质特征。天津科技翻译出版公司。
〔86〕张树业等,1990,鄂皖蓝片岩带地质专辑。长春地质学院学报。
〔87〕贾承造等,1988,东秦岭板块构造。南京大学出版社。
〔88〕赵祥生等,1990,秦巴地区碧口群时代层序、火山作用及含矿性研究。中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊,第29号,陕西科学技术出版社。
〔89〕张本仁等,1990,秦巴区域地球化学文集。中国地质大学出版社。
〔90〕地质辞典(一)普通地质、构造地质分册下册。地质出版社,1983。
〔91〕郝杰等,1992,晋宁运动和震旦系有关问题。中国区域地质,第2期。
〔92〕胡世玲等,1991,震旦系地质年代学新研究。地质科学,第4期。
〔93〕李建林,1991,晋宁-澄江期岩浆岩特征与板块构造活动的探讨。中国震旦系,科学出版社。
〔94〕任纪舜等,1990,中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿。科学出版社。
〔95〕张宗清等,1991,秦岭、宽坪、陶湾群的时代——同位素年代学研究进展及其构造意义。秦岭造山带学术讨论会论文选集,西北大学出版社。
〔96〕安三元等,1992,北秦岭裂陷的形成与变质作用。西北大学出版社。
〔97〕陈能松等,1991,豫西东秦岭造山带核部杂岩全岩Sm-Nd、Rb-Sr和单晶锆石^{207}Pb-^{206}Pb计时及其地壳演化。地球化学,第3期。
〔98〕陶洪祥等,1993,扬子板块北缘构造演化史。西北大学出版社。
〔99〕陶洪祥等,1982,略论扬子古陆核北缘元古代岛弧火山岩的生成和演化。西安地质学院学报,第8卷,第3期。
〔100〕陈景维等,1990,陕西麟游南部上前寒武系的沉积特征和形成环境。华北地台南缘的上前寒武系,西北大学出版社。
〔101〕吴瑞棠、关保德,1988,论罗圈组的冰成特征及重力流改造。地质学报,第62卷,第1期。
〔102〕王宗起,1992,中朝板块南缘的滑塌堆积及其构造环境。西安地质学院学报,第3期。
〔103〕梁传茂,1988,扬子地台北缘中段震旦纪早期地层沉积类型及构造古地理演化。现代地质,第2卷,第2期。
〔104〕程建生等,1993,甘肃文县上震旦统重力流沉积及其构造古地理意义。甘肃地质学报,第2卷,第1期。
〔105〕冯增昭等,1990,华北地台早古生代岩相古地理。地质出版社。
〔106〕梅志超等,1978,渭北富平中奥陶统深水碳酸盐研究。西北大学学报,第2期。
〔107〕林畅松等,1991,贺兰坳拉槽早古生代深水重力流体系的沉积特征和充填样式。现代地质,第5卷,第3期。
〔108〕于在平等,1988,商丹地区秦岭缝合带中弧前沉积楔形体初探。秦岭造山带的形成及其演化。西北大学出版社。
〔109〕于在平等,1991,秦岭商丹缝合带变质砂岩地球化学特征及构造环境探讨。地质论评,第37卷,第6期。
〔110〕周鼎武等,1992,陕西商州-柞水地区的左行走滑构造。西北大学校庆80周年纪念文集,西北大学学报增刊。
〔111〕张国伟等,1988,北秦岭古活动大陆边缘。秦岭造山带的形成及其演化,西北大学出版社。
〔112〕孙勇等,1987,东秦岭蛇绿岩的地球化学。秦岭造山带的形成及其演化,西北大学出版社。
〔113〕许志琴等,1988,东秦岭复合山链的形成。中国环境科学出版社。
〔120〕张秋生等,1984,东秦岭古生代蛇绿岩套。长春地质学院学报,第3期。

〔114〕汤耀庆等,1986,东秦岭蛇绿岩的形成时代和环境。成都地质学院学报,第2期。
〔115〕薛峰等,1993,秦岭造山带丹凤变质岛弧火山岩系的岩石组合与地球化学特征。地球化学,第1期。
〔116〕王中刚等,1989,稀土元素地球化学。科学出版社。
〔117〕张稳胜等,1990,陕西商县秦王山镁铁质岩体的特征及成因。岩石学报,第4期。
〔118〕王希斌等,1987,西藏蛇绿岩。地质出版社。
〔119〕骆庭川等,北秦岭丹凤-西峡地区岛弧花岗岩类成分极性及原因探讨。地球科学,第1期。
〔120〕张泽军,1991,富水杂岩体地球化学特征及成因探讨。西安地质学院学报,第2期。
〔121〕孙勇等,1991,夭折了的东秦岭加里东运动。秦岭造山带学术讨论会论文选集,西北大学出版社。
〔122〕都城秋穗等,1986,造山运动。科学出版社。
〔123〕刘文荣等,1989,东秦岭二郎坪群。西北大学学报增刊。
〔124〕黄月华等,1992,北大巴山早古生代双模式火成岩套:以高滩辉绿岩和蒿坪粗面岩为例。岩石学报,第3期。
〔125〕吴正文等,1991,秦岭造山带的推覆构造格局。秦岭造山带学术讨论会论文选集,西北大学出版社。
〔126〕杨志华,1991,秦岭造山带的构造格架及其有关问题讨论。秦岭造山带学术讨论会论文选集,西北大学出版社。
〔127〕曹宣铎等,1990,秦巴地区泥盆纪地层及重要含矿层位形成环境的形究。中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊,第27号。
〔128〕杜定汉等,1986,陕西秦巴地区泥盆系研究。西安交通大学出版社。
〔129〕高山,1991,华北与扬子板块志留—泥盆纪对接的沉积地球化学证据。中国科学(B辑),第6期。
〔130〕李曙光等,1989,中国华北、华南陆块碰撞时代的钐-钕同位素年龄证据。中国科学(B辑),第3期。
〔131〕肖思云,1987,北秦岭褶皱山系地质构造带的划分。地质论评,第33卷,第6期。
〔132〕严阵,1985,陕西省花岗岩。西安交通大学出版社。
〔133〕索书田等,1990,河南省西峡-内乡北部元古界与古生界间的构造边界。地球科学,第1期。
〔134〕车福鑫,1965,陕西陇县西北地区地质构造及其发展。高等学校自然科学学报,第4期。
〔135〕左国朝,1987,北祁连早古生代大地构造演化。地质科学,第1期。
〔136〕吴汉泉,1980,东秦岭和北祁连山的蓝闪片岩。地质学报,第3期。
〔137〕张复新,1991,秦岭泥盆系层控金属矿床。西北大学出版社。
〔138〕许志琴等,1992,中国松潘-甘孜造山带的造山过程。地质出版社。
〔139〕马文璞,1991,大别山北麓的石炭系及其大地构造意义。地质学报,第1期。
〔140〕汤锡元等,1992,陕甘宁盆地西缘逆冲推覆构造及油气勘探。西北大学出版社。
〔141〕杨森楠等,1982,中国区域大地构造学。武汉地质学院出版社。
〔142〕石铨曾等,1991,河南省东秦岭山脉北麓的推覆构造。秦岭造山带学术讨论会论文集,西北大学出版社。
〔143〕张廷秀,1987,大别山北缘的逆冲-推覆构造。北淮阳地质论文专辑,合肥工业大学学报,第9卷。
〔144〕刘城墉等,1986,淮南推覆体与找煤。中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊,增刊第1号。
〔145〕马杏垣等,1989,中国岩石圈动力学地图集。中国地图出版社。
〔146〕彭建兵等,1991,渭河盆地活动断裂与地质灾害。西北大学出版社。
〔147〕Sengor A. M. C.,1992,板块构造学和造山运动。复旦大学出版社。
〔148〕黄汲清等,1987,中国及邻区特提斯海的演化。地质出版社。
〔149〕孙国凡等,1985,华北中生代大型沉积盆地的发育及其地球动力学背景。石油与天然气地质,第3期。
〔150〕赵重远等,1992,克拉通内盆地及其含油气性—— 以鄂尔多斯盆地和四川盆地为例。"七五"地质科技重要成果学术交流会议论文选集,北京科学技术出版社。
〔151〕Coleman R. G.,1977,Ophiolites, Ancient Oceanic lithosphere Springaer—verlag, Berlin.
〔152〕George postma, Wojciechnemec, and Karen L. Kleinspehn,1988, Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement.《Sedimentary Geology》, Vol. 58, No. 1.
〔153〕Ramasy J. G.,1967, Folding and Fracturing of Rocks. New York: Mcgraw—Hill Book Company.
〔154〕Middlmost E. A. K.,1980, A Contribution to the Nomen—clature and Classification of Volcanic Rocks. Geol May., 117.
〔155〕Miyashiro A.,1978, Nature of Alkalic Volcanic Rock Series, Contrib. Mineral. Petrol., 66.

〔156〕Miyashiro A. ,1975, Classification characeeristics and origin of ophiolites. Jour. Geol. ,83,No. 2,249—281.

〔157〕Pearce J. A. ,1976, Statistical analysis of major element patterns in basalts. J. Petrol. ,Vol. 17.

〔158〕Pearce J. A. ,Lippard S. J. and Roberts S. ,1984, Characteristics and tectonic significance of supra—subduction zone ophiolites. In: Marginal Basin Geology, Geol. Soc. by Blackwell Sci. Publ. ,77—94.

〔159〕Perfit M. R. , Brueckner H. ,Lawrence J. R. and Kay R. W. ,1980, Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalaska Island. Alaska; a model for fractionation in the Aleution cale—alkaline suite, contrib. Mineral. petrol. ,73, 69—87.

〔160〕Zhang Guo—wei, et al, 1985, Composition and evolution of the Archaean crust in central Henan, China. Precambrian Research, Vol. 27.

图版及其说明

图版 I

1—口镇正断层断面及地貌景观；

2—草碧-老龙山-圣人桥逆冲带南侧二叠系砂岩的变形特征(圣人桥)；

3—圣人桥区段复杂褶皱变形中，中、厚层砂岩中的倒转向斜；

4—崛山寺-安头塬逆冲带南侧奥陶系页岩中的加里东期紧闭倒转褶皱，发育透入性劈理(崛山沟)；

5—崛山寺-安头塬糜棱岩带构造岩磨光面显示的灰岩拉丝状变形(安头源)；

6—崛山寺-安头塬糜棱岩带构造岩磨光面显示的灰岩拉丝状、透镜体化及揉皱变形(崛山寺)；

7—崛山寺-安头塬糜棱岩带中的显微折劈构造(崛山寺)，正交，2.5×4；

8—冯家山水库南南曹德组中的共轭膝折。

图版 Ⅱ

1—崛山寺-安头塬糜棱岩带边缘带构造岩显示的晚期韧-脆性变形(安头塬)，单×5，投影照；

2—崛山寺-安头塬糜棱岩带中心带构造岩显示的晚期韧-脆性变形(安头塬)，单×5，投影照；

3—崛山寺-安头塬糜棱岩带中的显微片内无根褶皱(安头塬)，正交，2.5×4；

4—崛山寺-安头塬糜棱岩带中的方解石机械双晶(崛山寺)，正交，2.5×10。

图版 Ⅲ

1—崛山寺-安头塬糜棱岩带中石英的动态重结晶细粒化(崛山寺)，正交，2.5×10；

2—崛山寺-安头塬糜棱岩带中透镜状石英残斑的横向粒内张破裂(安头塬)，正交，2.5×10；

3—崛山寺-安头塬糜棱岩带中的变形变质分异条带(崛山寺)，正交，2.5×10；

4—由武申河昭陵组砾岩、砾质泥岩、页岩组成的大型倒转向斜(南月园)；

5—武申河昭陵组砾岩、页岩层理及其与劈理的关系(南月园)；

6—武申河庄河沟页岩中的小型平卧尖棱褶皱；

7—武申河庄河沟页岩中的小型平卧尖棱褶皱；

8—武申河庄河沟页岩中薄层砂岩褶皱。

图版 Ⅳ

1—好时河南曹德组厚层砂岩中的大型不对称斜歪-倒转褶皱(安头塬北)；

2—好时河南曹德组薄层砂岩、页岩中的小型不对称紧闭倒转褶皱(安头塬北)；

3—同上；

4—好时河南曹德组厚层砂岩中的大型平卧褶皱(安头塬)；

5—好时河南曹德组厚层砂岩中的大型不对称复式背斜(安头塬)；

6—好时河奥陶系薄层灰岩中的大、中型不对称紧闭倒转褶皱(安头塬)；

7—好时河奥陶系灰岩中的层间不对称紧闭倒转褶皱(安头塬)。

图版 Ⅴ

1—好时河奥陶系灰岩中的不对称紧闭倒转褶皱(安头塬)；

2—庄河沟区段庄河沟页岩中的小型平卧尖棱褶皱(柳树沟)；

3—武申河庄河沟页岩中的劈理带；

4—武申河庄河沟页岩中劈理带边缘的小型无根褶皱；

5—磨子沟昭陵组含砾泥砂岩中的砾石定向(单×5)投影照；

6—周公庙-曹家沟韧性冲断带构造岩磨光面中的折劈构造(周公庙岭背后)；

7—周公庙-曹家沟韧性冲断带构造岩中的显微折劈理，正交，2.5×4(周公庙岭背后)。

图版 Ⅵ

1—周公庙-曹家沟韧性冲断带构造岩中的分异成分层，正交，2.5×10(曹家沟)；

2—周公庙-曹家沟韧性冲断带构造岩中的“S-C”组构，正交，2.5×10(周公庙岭背后)；

3—周公庙-曹家沟韧性冲断带构造岩中石英集合体的透镜状构造及分异条带，正交，2.5×4(曹家沟)；

4—周公庙-曹家沟韧性冲断带构造岩中的压力影，正交，2.5×4(周公庙岭背后)；

5—嵋山寺-安头塬千糜岩带中石英的细颗粒及分异条带，正交，2.5×4(石板沟)；

6—嵋山寺-安头塬糜棱岩带中的分异条带及其变形，正交，2.5×4(石板沟)；

7—嵋山沟薄层灰岩中的层间褶皱；

8—庙坡钙质糜棱岩带中方解石的动态重结晶细颗粒及其定向。

图版Ⅶ

1—庙坡钙质糜棱岩弱变形域碎屑石英颗粒中的波状消光和变形纹，正交，2.5×10(太白峡)；

2—庙坡钙质糜棱岩中的压力影，正交，2.5×10(太白峡)；

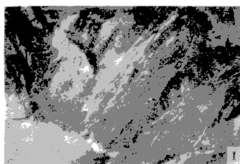
3—洞沟千糜岩带中的动态重结晶石英颗粒，正交，2.5×4；

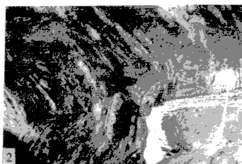
4—洞沟千糜岩带中的压力影，正交，2.5×4；

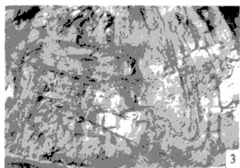
5—瓦罐岭千糜岩带中的显微构造特征，正交，2.5×4；

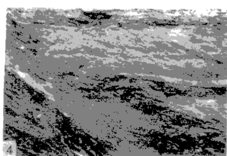
6—瓦罐岭千糜岩带中的分异条带，正交，2.5×10。

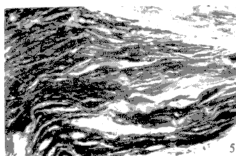
图版 I

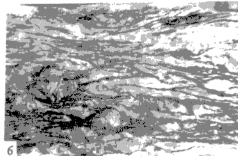


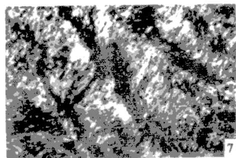


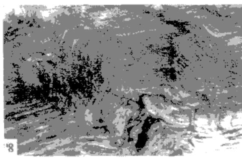


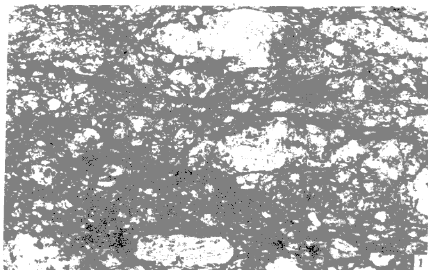


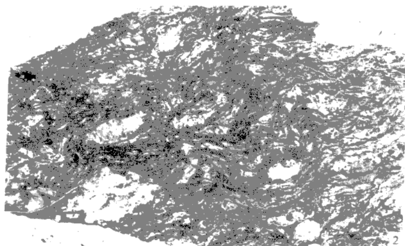


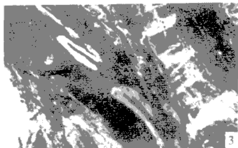


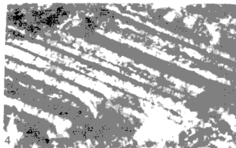


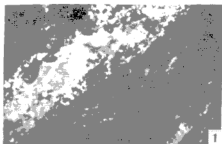


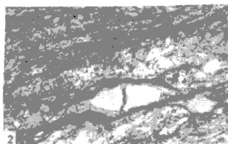

1

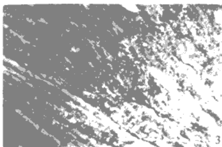

2


3

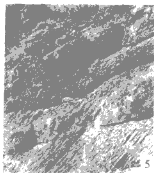

4

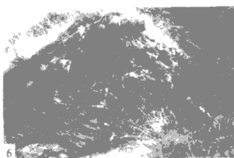

1

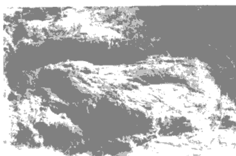

2

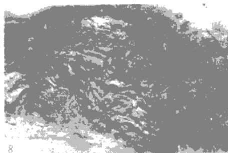

3

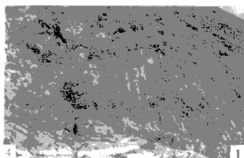

4

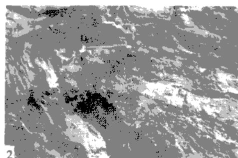

5

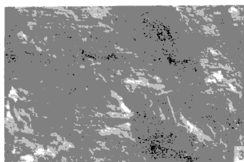

6

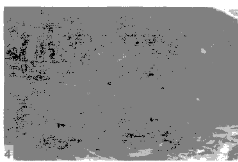

7

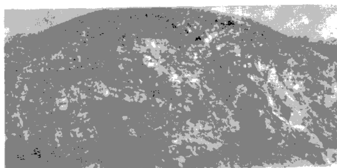

8

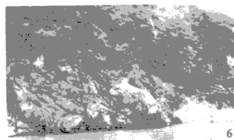


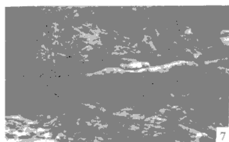


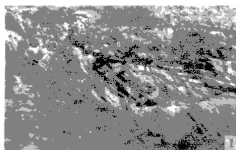


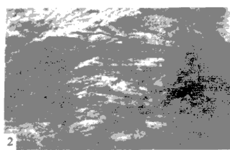


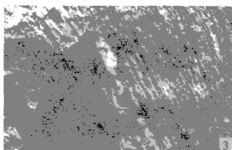


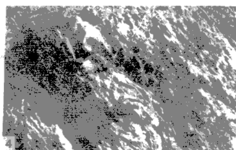


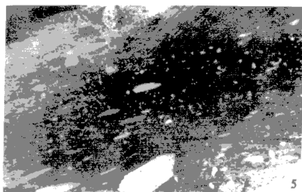


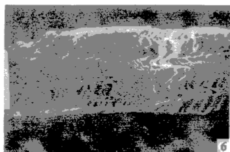


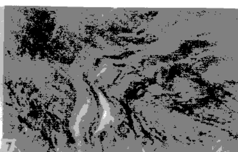


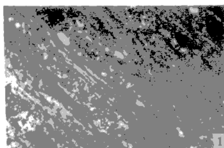
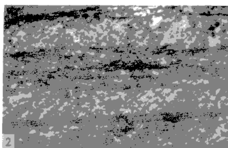
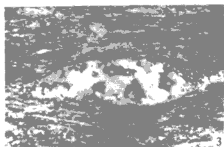
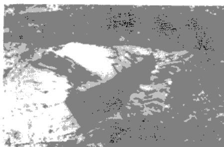
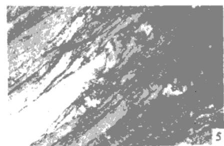
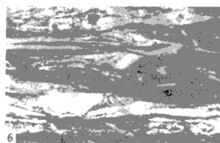
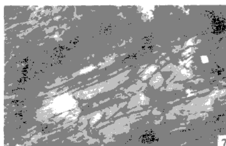
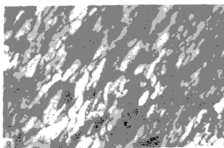










图版Ⅶ

